

土壤水分测量技术与墒情监测系统研究

■ 王克栋 陈岩 编著 |||||



机械工业出版社
CHINA MACHINE PRESS

土壤水分测量技术与 墒情监测系统研究

王克栋 陈 岩 编著



机械工业出版社

本书结合土壤墒情信息采集、管理和决策支持系统设计和工程建设的实践经验,介绍了土壤水分测量技术研究的最新成果,可作为高等院校农业、水利和土壤学等专业学生的参考书,也可供农业、水利部门在防汛抗旱指挥系统建设与管理工作中参考。

图书在版编目(CIP)数据

土壤水分测量技术与墒情监测系统研究/王克栋,陈岩编著. —北京:机械工业出版社,2011.4

ISBN 978-7-111-33361-6

I. ①土… II. ①王…②陈… III. ①土壤含水量-测量-研究②土壤-墒情-监测-研究 IV. ①S15

中国版本图书馆CIP数据核字(2011)第021028号

机械工业出版社(北京市百万庄大街22号 邮政编码100037)

策划编辑:牛新国 责任编辑:吕潇 版式设计:霍永明
责任校对:张晓蓉 封面设计:路恩中 责任印制:杨曦
北京市朝阳展望印刷厂印刷

2011年4月第1版第1次印刷

169mm×239mm·12印张·253千字

0001—2500册

标准书号:ISBN 978-7-111-33361-6

定价:39.80元

凡购本书,如有缺页、倒页、脱页,由本社发行部调换

电话服务

网络服务

社服务中心:(010) 88361066

门户网:<http://www.cmpbook.com>

销售一部:(010) 68326294

教材网:<http://www.cmpedu.com>

销售二部:(010) 88379649

读者购书热线:(010) 88379203

封面无防伪标均为盗版

前 言

写作背景

在现代农业中，准确有效地测量土壤含水量是推行精量灌溉技术、提高水资源利用率的基础。而对一定范围内的土壤墒情（旱情）进行实时监测和预测预报，并依此制定区域调水、配水方案和灌溉计划，则是防旱抗旱的重要手段之一。

本书作者长期从事土壤水分传感器与土壤墒情监测与预测预报系统的研究工作，积累了丰富的产品开发和工程建设经验。尤其是自 2006 年起，参与国家防汛指挥系统一期工程抗旱管理系统之贵州、安徽、重庆、黑龙江、吉林等省市的土壤墒情信息遥测系统的建设，设计和开发了基于传感器网络的土壤水分数据采集终端、土壤墒情远程监测系统和墒情信息管理与决策支持系统，本书便是在这些工作的基础上总结精炼而成。

主要内容

全书共分 9 章，其中第 2~5 章由王克栋执笔，约 10 万字；第 1 章、第 6~9 章由陈岩执笔，约 16 万字。全书由王克栋统稿。

第 1 章介绍了土壤水分测量与墒情监测的意义，及几种常见的土壤水分测量技术。

第 2 章介绍了使用介电法测量土壤含水量的物理原理，包括土壤介电常数与其含水量的关系、土壤水分探头的电参量模型、电磁波在探头上的传播规律。

第 3 章介绍了一种新的基于相位检测原理的时域反射式土壤水分测量系统（P-TDR），详细介绍了其工作原理和软硬件设计方法。

第 4 章介绍了 P-TDR 系统专用探头的结构及设计方法，并对其性能进行了理论分析。

第 5 章给出了采用 P-TDR 系统对多种不同的土壤进行测量得到的数据，根据这些数据对 P-TDR 系统的实际性能进行了分析。

第6章介绍了一种土壤水分数据采集终端的设计方法,以及采用该数据采集终端进行土壤墒情调查的结果。

第7章以在北京市大兴区土壤墒情试验站进行28个月连续监测得到的土壤墒情数据为例,研究了固定监测点的土壤墒情变化规律。

第8章研究了基于人工神经网络的土壤墒情预报模型,并对预测结果进行了分析。

第9章介绍了一种土壤墒情信息管理与决策支持系统的开发过程。

致谢

本书的出版得到了北京工商大学“北京市属市管高校人才强校计划”项目的资助,作者在此表示感谢。本书部分内容源自第一作者的博士学位论文,该论文是在其导师王一鸣先生的指导和帮助下完成的,作者在此向尊敬的导师致以崇高的敬意和衷心的感谢。作者还要感谢中国农业大学信息与电气工程学院、资源与环境学院的部分老师和博士研究生,本书的研究工作得到了他们的帮助,部分内容是与他们共同工作取得的成果,他们是杨绍辉、孙凯、冯磊、杨卫中、龚元石、李子忠和郑茹梅。作者感谢北京工商大学的所有同事,特别是吴静珠、孙梅、邢素霞、乔继红、肖洪兵和郭培源等老师,作者在工作中得到了他们的无私帮助才能有时间进行本书的写作。

由于作者水平有限,书中难免有错误疏漏之处,敬请读者朋友不吝指正。

作 者

目 录

前言

第 1 章 土壤水分测量与墒情监测	1
1.1 土壤水分测量与墒情监测的意义	1
1.2 土壤水分测量与墒情监测的方法	4
1.2.1 烘干法	6
1.2.2 张力计法	7
1.2.3 中子仪法	8
1.2.4 FD 法	9
1.2.5 TDR 法	11
1.3 TDR 及其在土壤水分测量中的应用	13
1.3.1 TDR 技术研究现状	13
1.3.2 TDR 传感器探头研究进展	15
1.3.3 TDR 仪器研制进展	16
第 2 章 TDR 土壤水分测量技术的理论基础	18
2.1 麦克斯韦方程	18
2.2 电介质的极化与土壤表观介电常数	20
2.2.1 电介质的介电常数	20
2.2.2 介质极化的不同微观机制	22
2.2.3 交变电场下的介质极化	24
2.3 土壤介电特性	25
2.3.1 土壤磁导率	26
2.3.2 土壤电导率	26
2.3.3 土壤介电常数	28
2.4 土壤水分探头的电参量模型	30
2.5 波在探针上的传播和反射	34
第 3 章 基于相位检测原理的 P-TDR 系统	38
3.1 P-TDR 系统设计原理与总体设计方案	38
3.2 P-TDR 系统硬件设计	42

3.2.1	高频正弦电压信号源设计	42
3.2.2	铁氧体环形器简介	46
3.2.3	相位检测器工作原理	49
3.2.4	检波器工作原理	51
3.2.5	微处理器及其外围电路设计	53
3.3	P-TDR 系统软件设计	56
3.4	信号传播时间测量实验	57
第4章	P-TDR 土壤水分测试仪的传感器探头	59
4.1	P-TDR 传感器探头的基本结构	59
4.2	探头与同轴电缆阻抗失配的影响研究	61
4.2.1	探头首端反射信号的幅值和相位对测量结果的影响	62
4.2.2	探头首端信号反射率与探头阻抗的关系	63
4.3	P-TDR 探头阻抗特性研究	67
4.3.1	无绝缘涂层平行三棒式探头的阻抗特性研究	67
4.3.2	有绝缘涂层平行三棒式探头的阻抗特性研究	73
4.4	P-TDR 探头性能对比研究	77
4.4.1	不同几何尺寸探头对比研究	77
4.4.2	绝缘涂层影响对比研究	79
4.4.3	内部阻抗变化结构对比研究	80
第5章	P-TDR 土壤水分测试仪性能分析	82
5.1	实验材料与实验方法	82
5.1.1	实验材料	82
5.1.2	实验方法与实验数据	83
5.2	P-TDR 的土壤水分测试性能分析	87
5.2.1	研究方法与评价指标	88
5.2.2	对各种不同质地土壤的测量结果分别进行回归分析	89
5.2.3	对多种不同质地土壤的测量数据组合进行回归分析	92
5.2.4	不同容重对测量结果的影响分析	95
5.3	P-TDR 的土壤电导率测试性能分析	99
第6章	土壤水分数据采集终端	103
6.1	GPS 简介	104
6.2	土壤水分数据采集终端	111
6.3	土壤水分数据采集终端软件设计	113
6.4	河南省广利灌区的土壤墒情调查试验	116

第7章 定点土壤墒情变化规律研究	119
7.1 土壤墒情的时程变化规律	120
7.1.1 根系层土壤墒情数据预分析	120
7.1.2 不同阶段土壤墒情数据统计分析	121
7.2 土壤墒情的垂向变化规律	126
7.2.1 垂向上土壤墒情数据预分析	126
7.2.2 垂向上土壤墒情的相关分析	126
7.2.3 垂向上土壤墒情的聚类分析	128
7.2.4 垂向上土壤墒情的多元线性回归分析	131
7.3 土壤墒情的增长与消退规律	135
7.3.1 土壤墒情增长规律	135
7.3.2 土壤墒情消退规律	137
第8章 土壤墒情预报模型	140
8.1 人工神经网络	140
8.1.1 人工神经网络的基本原理	140
8.1.2 BP人工神经网络算法	142
8.2 BP人工神经网络模型的建立	147
8.2.1 学习样本的选择与处理	147
8.2.2 网络参数确定和网络结构	148
8.2.3 网络训练过程	149
8.3 预报结果分析	151
8.3.1 土壤墒情短期预报	151
8.3.2 土壤墒情中期预报	152
8.3.3 土壤墒情长期预报	153
8.3.4 土壤墒情预报结果的验证与比较	154
第9章 土壤墒情信息管理与决策支持系统	157
9.1 北京地区的自然概况	157
9.1.1 气象与水文	157
9.1.2 地形地貌	158
9.1.3 耕地与土壤类型	158
9.2 系统开发的目的意义	158
9.3 北京土壤墒情监测站的分布情况	159
9.4 系统的组成结构	162
9.5 系统软件开发	163

9.5.1	系统软件的开发环境	163
9.5.2	系统的建设目标与功能设计	166
9.5.3	系统的数据库设计	168
9.6	系统的应用	170
9.6.1	系统主界面	170
9.6.2	区域内土壤墒情的监测	170
9.6.3	区域内土壤墒情的预报	176
9.6.4	系统的其他应用	180
参考文献		184

第 1 章



土壤水分测量与墒情监测

1.1 土壤水分测量与墒情监测的意义

土壤水作为水资源的重要组成部分，是一切陆生植物赖以生存的基础。水不仅是一切生命的重要组成物质，而且土壤中许多物理、化学和生物过程常常需要在一定的水分条件下才能进行。植物从土壤获取所需要的营养元素也要从土壤溶液中获得，而土壤溶液的性质与土壤中的水分休戚相关。如果土壤过分缺水将导致肥料无法被作物充分吸收利用，造成土壤的盐碱化；如果土壤水分过多，将造成水分的渗漏，水中的溶质将随水分渗漏到地下水中，造成污染。目前由于过量灌溉或雨量过多使氮肥渗漏到地下水中已成为地下水污染的主要原因，这不但造成肥料和水资源的浪费，而且也破坏了地下水资源。此外，许多土壤物理性质，如结构性、塑性、压缩性、粘着性、粘结性等，都和土壤水分状况密切相关。所以，土壤水分的特性和存储状况也极大地影响着土壤中其他环境因子，进而影响植物和土壤生物的生存状况。

土壤电导率在农业上的主要作用是间接测量土壤含盐量，即土壤液相中的可溶性无机化合物微粒的含量，包括各种离子（如 Na^+ ， K^+ ， Mg^{+2} ， Ca^{+2} ， Cl^- ， HCO_3^- ， NO_3^- ， SO_4^{-2} 和 CO_3^{-2} ）、离子团和分子。在灌溉农业中，灌溉水不断将盐分带入土壤，由于水分的蒸发作用，导致剩下的土壤水中的盐分含量不断增加。土壤含盐量过高可能导致作物直立性丧失、降低生长速度和减产，严重的可能导致作物夭折。盐分的聚集会导致渗透压增大，蒸发速

率减低,水分不易被作物吸收,土壤溶液中的某些离子可能导致作物中毒或营养失衡。此外,土壤固体颗粒吸附某些离子还可能导致土壤板结从而影响耕作。

随着变量灌溉和变量施肥技术的推广和应用,在生产和科研活动中越来越需要实时、快速和准确地监测土壤水分和电导率,以确保对农作物适时、适量的灌溉和施肥,或者结合气象预报对未来土壤水分状况进行预测,作为区域调水、配水和制定灌溉计划的参考依据。虽然目前已有多种土壤水分和电导率测量方法用于科学研究,但它们在用于农田土壤水分和电导率的实时监测时都存在这样或那样的缺陷。

时域反射(Time Domain Reflectometry, TDR)技术是当今世界上最先进的土壤水分快速测量技术之一。与其他方法相比,TDR技术具有以下优点:

- (1) 精度高,体积含水量测量误差一般在2%以内;
- (2) 测量结果受土壤类型影响较小,一般不需要对特定的土壤进行单独标定;
- (3) 无辐射,对土壤破坏性小;
- (4) 探针的几何结构对测量结果的影响较小;
- (5) 与数据记录仪配合可进行长期自动监测。

国外应用TDR技术还在监测山体滑坡、垃圾填埋、江河和水库堤坝安全等方面发挥重要作用,在农业、林业、园艺、水文学、生态学、土木工程、废物管理、食品加工、矿业和储藏业等领域均有广泛的应用。

TDR仪通过测量土壤含水量变化引起的电磁波信号在TDR探头上传播速度的变化来测量土壤水分,当探头长度一定时,就转化为对信号传播时间的测量。土壤含水量变化引起的电磁波信号传播时间变化量很小,以通常使用的15cm长探头为例,当探头置于空气中和水中时,电磁波信号在探头上传播一个来回的时间分别约为1ns和9ns,而当探头插入土壤中时,电磁波信号传播的时间介于这二者之间。也就是说土壤含水量变化引起的电磁波信号传播时间的变化不超过8ns,为了达到一定的土壤水分测量精度,就要求TDR系统对时间测量的分辨率达到0.1ns,这对TDR系统的波形采样电路提出了很高的要求。此外,为了达到一定的测量精度,通常要求TDR系统的测试信号的上升沿时间小于200ps,这就对其信号发生器也提出了很高的要求。由于必须采用复杂且价格高昂的高频电子器件,使得现有的TDR仪器的价格都很贵,不利于在农业生产中大量推广使用。表1-1列出了几种商用TDR土

壤水分和电导率测试仪的价格。

目前仅少数国家掌握了设计制造 TDR 土壤水分和电导率测试仪所需的高速采样示波器、窄上升沿阶跃信号发生器、高频高精度时间基准等技术。我国生产和科研单位使用的 TDR 仪主要从美国和加拿大等国进口，单机价格约一万美元，成套设备价格则为几万美元，由于我国尚无此产品，进口价格比生产国本地价格高出很多。因厂家在国外，缺乏完善的维修和配件供应服务，出现故障后往往不得不返回原厂家进行维修，影响监测的连续性。

表 1-1 现有的 TDR 土壤水分和电导率测试仪价格和产地

型号	1502 (B,C)	FOM/mts	6050X3	6050X1	MP-917	TDR100	TRIME FM2
价格/美元	11695	4707	6895	9550	5350	3650	4370
尺寸 /cm × cm × cm	44 × 32 × 13	26 × 18 × 13	23 × 20 × 13	28 × 42 × 23	27 × 25 × 17	21 × 11 × 6	18 × 8 × 6
制造商	Tektronix Inc.	Easy Test Ltd.	Soilmoisture Equipment Corp.		Environmental Sensors Inc.	Campbell Scientific Inc.	IMKO GmbH
产地	美国	波兰	美国		加拿大	美国	德国

注：表中价格均为仪器产地的价格。

近百年来，由于工业、农业和城市的发展，释放了大量的二氧化碳、甲烷等温室气体，引起全球温度增温，并产生了十分严重的后果，特别是对各国的农业发展产生深刻的影响。随着全球性气候变暖，干旱越来越成为困扰人类社会正常生产、生活的重大自然灾害。我国地处东亚大陆的东南部，是典型的季风气候国家，降水量受海陆、地形、季风和台风等多种因素的影响，地区分布差异很大，年内季节分配不均衡，年际之间变化很大，所以旱灾频繁。

对土壤墒情（旱情）进行监测和预报研究，是进行防旱抗旱工作的基础。抗旱部门正是通过测定土壤墒情的变化，来确定当前墒情程度和预报下一步墒情的发展演变趋势。在过去对墒情信息的采集与传递，仍然停留在较低的水平上，信息获取与传递的速度慢、效率低，导致了墒情分析缺乏准确性、科学性、实时性；难以为领导和上级部门提供及时准确的墒情和科学决策信息，贻误抗旱时机。新中国成立以来，我国各级政府投入大量的资金、人力、物资，兴建了许多水利工程和抗旱系统。这些工程每年在减轻旱灾、

保障农业及工业生产和挽回经济损失方面发挥着重大作用。

进行土壤墒情（旱情）监测与预报工作也能在水资源日益短缺情况下节约用水、高效用水、合理运用有效的水资源。中国水资源人均占有量仅为 2240m^3 ，约为世界人均的 $1/4$ ，是世界上最缺水的 13 个国家之一。然而由于不合理利用水资源，我国却在极度缺水的同时，大量地浪费着有限的水资源。我国农业用水的浪费占有所有水资源浪费的 80%。墒情监测与预报工作使人们能及时了解墒情的发生，对墒情作出有效的评估，并能适时对墒情进行预警，这样就有利于人们进行有效的抗旱决策，根据墒情具体情况对水资源进行有效的分配，实现“变量灌溉”，使有限的水资源得到优化配置和合理使用。

1.2 土壤水分测量与墒情监测的方法

土壤是一种典型的多孔介质，通常将其看作是由固态的土壤颗粒、液态的土壤水和气态的空气组成的三相混合物。土壤含水量（土壤水分）是土壤中液相体积或质量相对于土壤的一些特性指标如固相体积、固相质量、土壤总体积、土壤总质量、土壤孔隙容积等的比值。根据不同应用的需要，土壤含水量一般有以下几种定义或表示方法。

1. 质量含水量 (θ_m)

质量含水量，是指土壤中所含水的质量 (m_w) 与干土质量 (m_s) 的比值，即

$$\theta_m = \frac{m_w}{m_s} \quad (1-1)$$

干土质量应该是指不含水分的土壤固相颗粒的质量，但在实际情况下很难测定固相颗粒的精确质量。这是由于土壤颗粒表面有极强的吸湿性，在常用的土壤含水量测定方法下，总会有一部分水分吸附于颗粒表面，难以与土壤颗粒分开，从而使测定的土壤颗粒的质量偏高，水分质量偏低，含水量低于土壤实际含水量。但是鉴于在常规测定方法下不能从土壤颗粒分离出来的水对土壤水分运动和植物生长的有效性很低，甚至是无效的，因此，以常规方法测定的土壤含水量可近似实际含水量，可以满足绝大部分土壤水分问题研究的需要。通常所说的干土是指在 105°C 下烘干的土壤。

含水量的精度应依据研究问题的特点及实用性具体对待。因土壤质地、

容重和有机质含量的不同,土壤含水量的上限(饱和含水量)差异很大。对于矿质土壤,其质量含水量一般在25%~60%之间,粘性土饱和含水量一般高于沙性土。

2. 体积含水量 (θ_v)

体积含水量是指土壤中水所占体积(V_w)与土壤体积(V)的比值,或单位体积土壤中水所占的容积,即

$$\theta_v = \frac{V_w}{V} \quad (1-2)$$

一般而言,矿质土壤饱和体积含水量在30%~50%之间;粘性土壤饱和体积含水量可达60%;对于非膨胀土,土壤饱和体积含水量与土壤孔隙度相等;对于膨胀土,由于土壤的孔隙度随土壤含水量增加,所以土壤饱和时的体积含水量可能超过干燥时土壤孔隙度。体积含水量消除了土壤中三相介质密度的差异,使得土壤物理工作者能从统一的空间角度研究问题,能更直观地反映土壤水分存在情况,揭示土壤水分运动各要素之间的关系,因而在研究中比质量含水量应用得更广泛。一般不特别说明,土壤含水量 θ 就指体积含水量。在实际研究和实践中,广泛应用的烘干法直接测得的含水量往往是质量含水量,但只要知道土壤的容重 ρ_b 和水的密度 ρ_w ,就可以通过下面的关系获得土壤体积含水量:

$$\theta_v = \theta_m \cdot \frac{\rho_b}{\rho_w} \quad (1-3)$$

3. 饱和度 (s)

饱和度是指土壤水的容积(V_w)与土壤孔隙总容积(V_0)的比值,即

$$s = \frac{V_w}{V_0} = \frac{V_w}{V_w + V_a} \quad (1-4)$$

式中, V_w 和 V_a 分别是土壤孔隙中的水和空气的体积。对于非膨胀性土壤,由于土壤饱和容积含水量与土壤孔隙度相等,饱和度也可以表示为

$$s = \frac{\theta}{\theta_s} \quad (1-5)$$

式中, θ_s 是饱和容积含水量或土壤孔隙度。由上式可知,饱和度的变化范围在0~1之间。

由于饱和度可以更清楚地反映土壤水分在土壤孔隙中的填充状况,在研究土壤水分运动时经常用到。此外,由于土壤中存在一些不连续的孔隙(死孔)和微孔,在这些孔隙中的水往往流动性极差或者不流动,这部分孔隙对土壤水分的传输贡献率很小,一些研究中倾向于认为土壤在此含水量下导水率和扩散率为零,因而用有效饱和度(Θ)来反映土壤中的有效水分含量更为适宜,即

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (1-6)$$

式中, θ_r 是滞留含水量,目前并没有严格的定义,根据研究的需要通常取风干土含水量。

土壤的特性决定了在测量土壤含水量时,必须充分考虑到土壤容重、土壤化学组成、土壤含盐量等基本物理化学特性及变化规律。土壤含水量测量方法的研究经历了很长的道路,派生出了多种方法,而且目前仍处于发展中。在此本文对几种常用的土壤水分测量方法加以介绍,特别是对土壤水分的介电测量法加以详细阐述。

1.2.1 烘干法

烘干法是通过湿土称重、干燥脱水、然后再干土称重来测定土样的质量含水量。烘干的经典办法是将土样放到 105℃ 的恒温箱中烘 24h (小时)。这种方法能去除颗粒间的大部分水分,但不能去除粘粒层间的水分子,而且还会挥发有机质的一些成分,因此,烘土的时间和温度在某种程度上影响测量的含水量精度。在一般情况下,105℃ 的恒温箱中烘 6 ~ 8h 已经具有足够的精度。微波作为一种快速干燥土壤的方法,受到一些研究者的青睐,烘干土壤大约只需 3 ~ 6min。虽然这种方法可以快速干燥土样,但也存在很多问题。由于微波工作的原理不同于烘箱,土样内的温度可能不均衡,在某些地方温度可能会很高。所以,一些研究者认为微波干燥法没有恒温箱干燥法准确。但取样大小和烘干时间可能才是引起误差的主要原因。称重天平应具有足够的精度,因为随取样质量的减少,测量相对误差可能增加。此外,烘干法测定的是土壤的质量含水量,而体积含水量通常应该应用更广,在大部分情况下还要通过式(1-3)把土壤质量含水量转化为体积含水量,这样就容易将容重的测量误差带入土壤体积含水量中。

在田间用取土钻采集土样，然后用烘干法测定土壤含水量，因其简单易行目前应用仍然比较普遍。而田间土壤的质地、结构等特性空间变异性很大，土壤水分分布也往往不均匀，这就造成取样的代表性可能不好。根据 Holmes 等人的研究，田间取样的变异系数为 10% 或更大。所以取样的大小和取样的多少是田间采用烘干法测定土壤含水量需要注意的问题。

虽然存在上述问题，但就目前来看，烘干法仍然是测定土壤含水量的标准方法，常作为其他测定方法的标定依据。

1.2.2 张力计法

张力计式土壤水分传感器是一种广泛成功地用于某些土壤的水分测量的传感器。这种仪表有个多孔瓷头，它通过充水的管子与真空表连接，该装置插入土壤的钻孔中，多孔瓷头与土壤紧密贴合，真空表设在地面之上。

对张力计式土壤水分测量仪的研究起步较早。在 1922 年，Gardner 就开始利用张力计来测定非饱和土壤水的张力，从而达到测量土壤含水量的目的；1949 年，Rechard 将其进行改进，使其能在田间和实验室研究；到了 1976 年 Mekin 采用乙二醇代替水作为溶液，研究寒冷地区的张力；Elzdfawy、Mansell 和 Gillham 等人分别在 1975 年和 1976 年将张力计和压力传感器结合，研究具备自动记录功能的测量系统；日本学者中司启二等人将精细陶瓷技术和电子技术相结合研制出了数字式张力计。

用张力计来测量土壤含水量有了很大的发展，它的优点是结构及原理都比较简单，可以在线实时测量，而且可以确定水在土壤内的流动方向和渗透深度，但它的缺点也非常突出：

(1) 它的测量范围很大程度上受土质的影响。对于壤土和粘土来说，只有土壤水分负压高于 0.8bar 时，才能用张力计对土壤水分进行测定。而对沙土来说，由于其通气性好，所以，即便是土壤水分负压低于 0.8bar 时，也可以用张力计来测量土壤的含水量。

(2) 该方法所测量的是土壤水的吸力，需要依据土壤水分特征曲线来换算成土壤含水量，由于土壤水分能量关系非常复杂，呈非线性，且容易受到许多土壤物理化学特性的影响，即使对同一田块，这一关系也十分复杂，使得用张力推求土壤含水量时极为困难，不方便，带来较大

误差。

(3) 该方法存在滞后和回环，影响其测量速度。

1.2.3 中子仪法

中子仪主要包括探头和计数器两部分。中子仪的探头由一个压缩的放射源和检测器构成，可以在土壤中预先埋设的管中移动到不同的土壤深度，如图 1-1 所示。

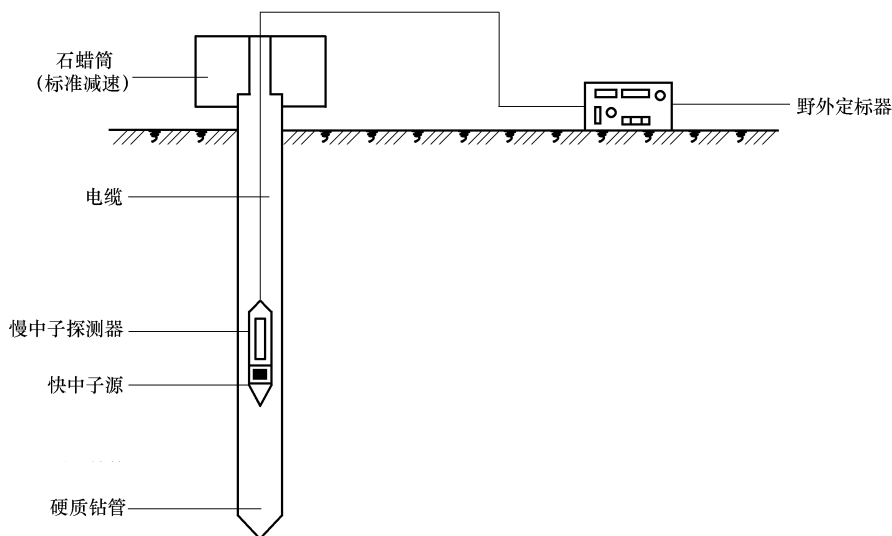


图 1-1 中子仪土壤水分测量系统示意图

探头的放射源通常是 Ra-Be 或 Am-Be 的混合物，Ra 和 Am 都可以反射出高能中子，发射出的中子与周围土壤中原子核发生碰撞。因为大多数原子核都比中子重，所以大多数的碰撞都不会减缓中子的原有能量状态。氢核质量与中子相当，所以当中子与氢核碰撞时，就会明显地减缓速度，经过几次碰撞后，中子就会达到土壤中氢原子热运动的特征速度，所以热化中子的数量基本上与放射源附近的土壤中氢原子浓度成正比。而与放射源同侧的监测器仅对氢原子热化特征速度运动的中子敏感，因此监测仪检测到热化中子数（慢中子数）可以反映探头附近土壤中氢原子的数量。此外，由于土壤中的氢原子多以液态水的形式存在，氢原子的浓度就可以代表土壤的体积含水量，所以就可以得到一条监测器中子计数与土壤体积含水量之间的标准曲线。这个标准曲线通常是线性的，可以由下式表示：

$$\theta = a \frac{N}{N_s} + b \quad (1-7)$$

式中, N 为土壤中的慢中子计数; N_s 为水中或标准吸收剂中的慢中子计数; a 和 b 为率定参数。标定可以通过采集土样用烘干法测定土壤质量含水量及土壤容重, 同时测定土壤中子计数的方法进行。如果土壤本身含有一定量的氢原子 (比如有机质或高岭石), 氢的背景值也可以通过标准曲线与坐标轴的交点加以校正。因此, 如果预先知道监测器中子计数与土壤含水量之间的标准曲线, 就可以由中子计数器预测土壤体积含水量。

用中子仪测定土壤含水量, 有效土样的大小 (也即慢中子云的大小) 不是固定不变的, 而是随着反射强度和土壤湿润状况变化的。在放射强度一定的条件下, 放射源周围慢中子云球形半径随土壤含水量的增加而减小。在含水量很高的土壤中, 慢中子云的影响范围大约在 15cm 左右, 而在含水量低的土壤中, 慢中子云的有效范围可达 70cm。整体看来, 中子仪法测定的土壤体积大, 比烘干法更有代表性, 测定的体积含水量也可以在一定程度上消除土壤水分田间不均匀性的影响。此外, 相对于取土烘干法, 中子仪法可以更快地测定田间土壤水分状况, 并且可以在相同地点进行反复监测, 显示测定结果的重复性。因此, 中子仪法测定土壤含水量在田间广泛采用, 尤其是在取土工作量很大的情况下, 中子仪法则有相对优势。中子仪法的主要缺点是标定过程需要其他方法 (一般是烘干法) 配合使用, 并且仪器比较昂贵, 空间分辨率低, 测定表层土壤含水量时可能产生较大误差。此外由于中子仪中使用了放射性材料, 如果保护措施不当可能导致污染环境、危害人体健康。

1.2.4 FD 法

荷兰 Wageningen 农业大学学者 Hilhorst 通过大量的研究, 在 1992 年提出了频域分解 (Frequency domain Decomposition, FD) 的土壤水分测量方法。该法利用矢量电压测量技术, 在某一理想频率下将土壤的介电常数 (ε) 进行实部和虚部的分解, 通过分解出的介电常数虚部可得到土壤的电导率, 由分解出的介电常数实部换算出土壤含水率。

Hilhorst 等人在 1993 年设计开发出了一种用于 FD 土壤水分传感器的专门芯片, 它不仅提高了 FD 土壤水分传感器的可靠性, 而且大大地降低了其大规模生产成本, 使 FD 土壤水分传感器从研究阶段逐步走向生产推广阶段。

该 FD 专用芯片的基本工作原理是同相检波。由同一正弦波发生器产

生的正弦信号作为测试信号源和参考信号源，检波电路由阻抗变换电路和相位变换电路组成，相位变换电路可以精确地得到相位。信号源在阻抗输入通道产生电流 i_z ，在参考通道产生电流 i_r 。通过阻抗变换器将阻抗为 Z_x 的探针接入阻抗输入通道，则探针两端的电压为 u_z 。由于 Z_x 可以等效为一个电容 C 和一个电导 G 的并联，所以它是复数形式，而它的相位将受到参考电流 i_r 的影响，随其变化而变化。FD 土壤水分测试仪的测量原理如图 1-2 所示。

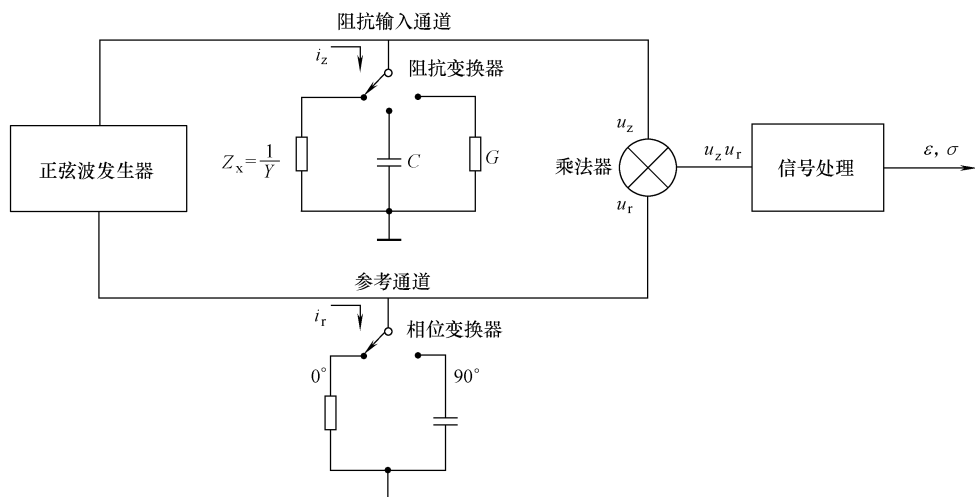


图 1-2 FD 土壤水分测试仪测量原理

参考电流通过一个相位变换器的电阻或电容时，产生一个与阻抗变化器输出电压 u_z 有一定关系的电压 u_r ，这两个电压通过一个乘法器后，得到含有二次谐波的连续正弦信号。若令

$$u_z = U_z \cos(\omega t + \alpha) \quad (1-8)$$

$$u_r = U_r \sin(\omega t + \beta) \quad (1-9)$$

这两个信号通过乘法器相乘的结果为

$$\begin{aligned} u_o = u_z u_r &= U_z U_r \sin(\omega t + \alpha) \sin(\omega t + \beta) \\ &= \frac{U_z U_r}{2} \cos(\alpha - \beta) - \frac{U_z U_r}{2} \cos(2\omega t + \alpha + \beta) \end{aligned} \quad (1-10)$$

式 (1-10) 中前一项为乘法器输出信号的直流分量，后一项为交流分

量, 其频率为乘法器输入信号的 2 倍, 通过低通滤波器可将其滤掉, 则乘法器的输出变为

$$U_o = \frac{U_z U_r}{2} \cos(\alpha - \beta) \quad (1-11)$$

当参考电压幅值 U_r 一定时, 乘法器的输出 U_o 是 α 与 U_z 的函数。通过设置参考电路的相位角 β , 使其依次等于 0° 和 -90° , 代入式 (1-11) 可得:

$$U_1 = \frac{U_z U_r}{2} \cos \alpha \quad (1-12)$$

$$U_2 = \frac{U_z U_r}{2} \cos(\alpha - 90^\circ) = \frac{U_z U_r}{2} \sin \alpha \quad (1-13)$$

这样, 通过参考通道的相位变换就可以计算出探头阻抗 Z_x 的等效电容 C 和电导 G 。等效电容 C 和电导 G 的大小最终反映到介电常数 ε 和电导率 σ 上, 对土壤水分测量来说, 介电常数 ε 主要由土壤含水量来决定的。所以, 通过探头阻抗 Z_x 的等效电容 C 和电导 G 的计算可以求得土壤含水量。

Hilhorst 从实验中得出理想的测试频率为 20 ~ 30MHz 之间。但在这个频率范围内土壤的介电常数受土质的影响又非常敏感, 也就是说, 此方法的测量结果受土质的影响比较大, 这是它不可避免的缺陷。Heilnovaara 的研究也证明了上述说法。基于 FD 法的传感器无论从仪器成本上还是从技术路线的实现难度上都远比驻波比法高, 而测量精度又不及 TDR。

1.2.5 TDR 法

TDR 法是 Feidegg 等人在 1969 年关于多种液体介电特性的研究的基础上发展起来的。Topp 和 Davis 于 1975 年首次将其用于土壤水分测量的研究。TDR 土壤水分测量的根本依据是电磁波沿探针传播的速度与探针周围土壤的介电常数的平方根成反比, 因此可以根据电磁波传播的速度来测量土壤的介电常数。Topp 依此方法测得了土壤中气-固-液混合物的介电常数 ε , 进而利用数值回归分析方法找出了不同类型土壤的含水量与介电常数之间的经验公式:

$$\theta = -5.3 \times 10^{-2} + 2.92 \times 10^{-2} \varepsilon - 5.5 \times 10^{-4} \varepsilon^2 + 4.3 \times 10^{-6} \varepsilon^3 \quad (1-14)$$

式中, θ 为土壤体积含水量, ε 为土壤表观介电常数。

TDR 土壤水分测试系统一般由阶跃信号发生器、同轴传输线、土壤水分

探头及高频采样示波器组成等部分组成，如图 1-3 所示。

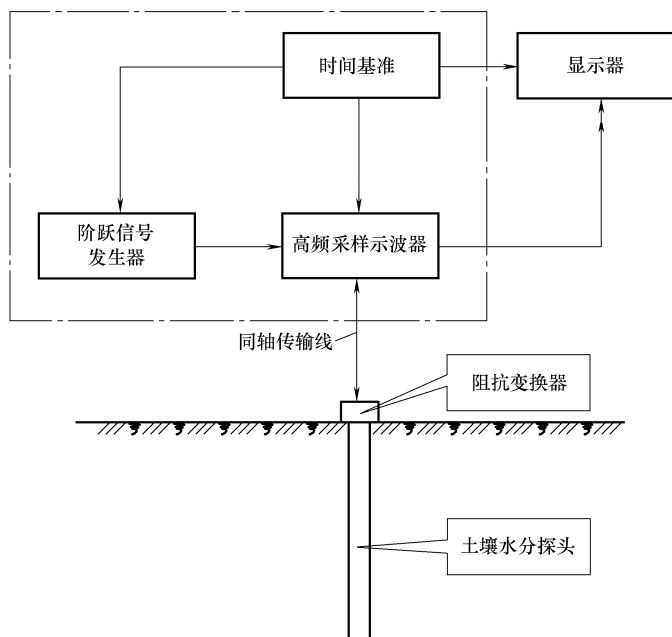


图 1-3 TDR 土壤水分测试系统示意图

阶跃信号发生器产生具有极小上升时间的阶跃电压信号，通过同轴电缆将其传输到土壤水分探针，由于同轴传输线与探针阻抗不匹配，有一部分电磁波在探针与传输线连接处沿同轴传输线反射回来，剩余的电磁波继续沿探针传输到探针的另一端，由于探针与土壤的阻抗不匹配又造成电磁波的再次反射。这两次反射产生的反射信号与入射信号叠加在一起形成 TDR 波形，被高频采样示波器检测到并记录下来。两个反射信号分别被示波器检测到的时间差等于电磁波信号沿探针传播一个来回的时间，即

$$\Delta t = \frac{2L}{v} = \frac{2L\sqrt{\varepsilon}}{c} \quad (1-15)$$

式中， Δt 为电磁波沿探针传播的时间， v 为电磁波在土壤中传播的速度； L 为探针的物理长度； c 为电磁波在真空中传播的速度（ $3 \times 10^8 \text{ m/s}$ ）， ε 为土壤混合物的表观介电常数。

由式 (1-15) 可得到：

$$\varepsilon = \left(\frac{c \Delta t}{2L} \right)^2 \quad (1-16)$$

大多数 TDR 仪器并不直接给出电磁波沿探针传播的时间, 而是给出探针的表观长度 L_a , 其定义为

$$L_a = \frac{c \Delta t}{2} \quad (1-17)$$

将式 (1-17) 代入式 (1-16), 得

$$\varepsilon = \left(\frac{L_a}{L} \right)^2 \quad (1-18)$$

如果土壤是完全干燥的, 那么 ε 的范围将会是 2 ~ 4, 如果土壤体积的 25% 是水, 那么 ε 的范围将会是 11 ~ 12。对农业土壤来说, ε 的大小主要取决于土壤的体积含水量, 它几乎不受土壤类型的影响。

1.3 TDR 及其在土壤水分测量中的应用

1.3.1 TDR 技术研究现状

TDR 技术早期主要作为有线电视故障检测的工具, 它通过将发射阶跃波形与反射回波波形同时显示, 判断线路故障的性质及故障点的位置。在实际应用中发现, 电磁波沿电缆的传播速度受电缆周围介质的介电特性影响。1969 年 Fellner-Feldegg 首次将 TDR 技术用于测定介质的介电特性, 1975 年 Davis 和 Chudobiak 将 TDR 技术应用于土壤介电常数的测定。

TDR 技术是通过测定电磁波沿插入土壤的探针传播时间来确定土壤介电常数 ε , 进而根据土壤含水量 θ 与土壤介电常数的标定公式计算出土壤含水量。因为水的介电常数在土壤介质中处于主导地位 (水的介电常数约为 78, 空气的介电常数为 1, 土壤颗粒的介电常数一般为 3 ~ 5), 所以土壤介电常数的大小主要取决于土壤含水量的高低。

1984 年 Dalton 等人进一步证明了 TDR 技术可以同时测定土壤的体积含水量和电导率, 这种技术测定电导率的原理是基于介电常数、发射的阶跃电压幅度和反射的电压幅度。1988 年 Topp 等人考虑了电磁波信号在土壤中的多次反射, 发展了 Dalton 等人的方法。1988 年 Yanuka 等人 and Zegelin 等人针对多次反射的问题改进了计算电导率的方法。1991 年 Nadler 等人提

出了一个更简单的计算土壤电导率的新方法，该方法基于 TDR 技术对传输线负载的直接测定。

虽然 Topp 公式已被证明可广泛适用于各种矿物质土壤，但研究表明对某些特别的土壤进行测量时仍需要单独标定。对于有很大表面积的介质，由于吸附了较多的束缚水，会严重影响 TDR 方法的测量结果，尤其是粘粒含量超过 40% 的土壤、膨胀性土壤、有机质含量超过 10% 的有机土壤等。另外，TDR 方法的测量结果还在某种程度上取决于土壤的容重，(ρ_b) 容重不同会引起土壤介电常数的显著变化。容重很大时 ($\rho_b > 1.7\text{g/cm}^3$) TDR 方法的测量结果偏高而容重很小时 ($\rho_b < 1.0\text{g/cm}^3$) TDR 方法测量结果偏低。这是因为容重较大时，土壤中的固相颗粒含量较多而空气含量较少，由于土壤颗粒介电常数比空气介电常数大，所以土壤的表观介电常数相对变大。Baker 和 Lascano 的研究表明由于电磁波的影响区域主要集中在探针周围，因此如果探针插入时使得探针与土壤之间产生空隙，这些空隙中充满空气则会使得 TDR 方法测量结果偏低；反之如果这些空隙中充满水则使得测量结果偏高。

TDR 技术测定土壤含水量的精确性依赖于主机对时间的识别精度、探针的质量和类型、所用同轴电缆的长度以及所测定土壤的各种性质的影响，可归结于两个关键因素：土壤介电常数的测定准确度以及 θ - ε 标定公式。在实际应用中，对不同的土壤，如何选择适宜的 θ - ε 标定公式，是提高 TDR 技术测定精度的一个重要环节，因为土壤容重、有机质含量、电导率以及质地等因素都会影响 TDR 技术测定含水量的精度。

从 20 世纪 80 年代初开始，各国科学家投入了大量精力，研究土壤含水量与土壤介电常数的标定公式。其中最具代表性的主要有以下几类模型：

(1) 完全经验型的 Topp 公式，该公式可应用于较大范围的土壤，最适合一般轻质砂土和壤土；

(2) 半理论、半经验的 θ - $\sqrt{\varepsilon}$ 型关系式，该类公式形式简单，需要的参数少，得到了较广泛的应用；

(3) 理论性强的三相介电混合模型，该公式考虑了土壤孔隙度的影响，扩大了应用范围，但对质地较细的土壤，精度仍较差。

另外，对适合一些特殊的土壤如有机质含量高的土壤和红壤特性，也建立了相应的标定公式或改进。

国内的有关研究工作主要集中在应用 TDR 技术测量土壤水分的方法研究。例如 TDR 探针两种埋设方式下土壤水分的测定及其比较,土壤容重、温度和电导率对 TDR 技术测量土壤水分精度的影响,以及对某些特殊类型土壤的标定研究。我国地域辽阔,土壤类型多样,土壤特性差异大,针对不同地区土壤建立 θ - ε 标定公式可为进一步提高估算含水量的精度提供方法和手段。

1.3.2 TDR 传感器探头研究进展

TDR 土壤水分测试仪的测量范围、精度和空间分辨率还与探针的结构有关。TDR 土壤水分探针一般有二棒、三棒和四棒式或分段式等,由铜或不锈钢材料制成。大多数 TDR 探针长度大于 15cm,因为太短的探针由于电磁波沿探针传播的时间短,引起的测定误差将加大。1995 年 Hook 和 Livingston 设计了一种新的探针,使用了遥控开关的二极管和差分波形识别技术。他们还用 75 Ω 同轴电缆代替通常的 50 Ω 同轴电缆作为传输线进行测试结果表明使用 75 Ω 同轴电缆不仅能减低成本,而且土壤水分测量效果还好于 50 Ω 同轴电缆。

TDR 探针周围电磁场的分布,主要取决于探针的设计,因此,很多文献都对不同应用场合的 TDR 探头的结构和设计方法进行了讨论。1985 年 Topp 和 Davies 根据经验指出 TDR 所测量的土壤基本上是在探针周围的一个圆柱形空间内,该圆柱体的直径大约是探针间距的 1.4 倍。1989 年 Zegelin 等人给出了一个近似解析表达式用来描述双棒式探针周围的电压分布。1992 年 Knight 提出了一种计算探针周围电势分布的数学模型,研究表明,电势主要分布在探针周围很小的体积内。以间距 32mm 直径 3mm 的双棒式探针为例,10% 的电势分布在离探针 1mm 的空间内,50% 的电势分布在离探针 6mm 的空间内。

Campbell 和 Heimovaara 使用一种七针式探头模仿同轴电缆来测试土壤和液体的介电常数。双棒式探针对土壤的扰动较小,但由于它的非平衡结构,导致信号产生较大的噪声和损耗,这个问题可以通过在探头与同轴电缆的连接处串联一个平衡变压器来解决。三棒以上的探针不会造成信号的不平衡,但代价是对土壤的扰动较大。Robinson 和 Friedman 提出了一种双平行板波导探头,虽然没有在土壤水分测量中被广泛采用,但这种探头有一个特点是可以在两个极板间产生均匀的电磁场。在多棒式探针结构中,

中心探针附近的电磁场强度较大,使得这部分土壤的介电常数在测量结果中占有很大的权重。Ferre 等人发现双棒式探针比三棒式探针有更大的采样空间,而探针上的绝缘涂层会使采样空间变小。如果探针在土壤中反复插拔使得土壤中产生空隙,也会导致测量误差变大。

通常,土壤含水量在沿探针的轴线方向的影响被认为是一致的,如果水沿探头均匀分布或者分层分布,TDR 传感器探头测得的平均含水量是一样的。Chan 和 Knight 的研究对此提出了不同的看法,他们的分析基于电磁波波长 λ 与土层厚度 t 之比 λ/t 。如果 $\lambda/t > 10$ 则多层土壤的介电常数是每层土壤的介电常数的算数平均;如果 $\lambda/t < 1$ 则是几何平均。当 $1 < \lambda/t < 10$ 时,电磁波会产生散射效应,电磁波在不同土层间传播时方向会发生变化,这会对测量的结果产生较大的影响。

TDR 传感器探头的测量可以通过使用计算机或专用的数据采集器实现自动化。测试时即可分析 TDR 波形从而计算土壤含水量,也可以将 TDR 波形记录下来以后分析。每一个探头的测量时间只需要几分钟,因此可以通过一个多路复用器连接 8 个或更多探头,而多个复用器也可以串联在一起与仪器相连,这样就可以实现大面积的土壤水分空间分布测量。

1.3.3 TDR 仪器研制进展

在采用 TDR 仪器进行土壤特性研究的初期,有很长一段时间,TDR 仪器的使用主要集中在美国 Tekronix 公司的电缆测试仪 1502B 和 1502C 上。该类产品的特点是时间的分辨率非常高,因此一直作为 TDR 测定土壤特性研究的经典仪器,但它们不是专门为测定土壤特性设计的,在用作土壤水分测试仪时还需要专门的接口模块、波形采集和分析程序,并且体积和重量较大,价格昂贵。美国 Campbell Scientific 公司在 1991 年开发了基于 Tekronix 1502B 集成的土壤水分测量系统,该系统主要包括了探针、多通道转换电路板、接口模块和 CR10 数据采集器,实现了土壤水分测量的自动化。该系统通过接口模块可以利用计算机控制 Tekronix 1502B TDR 仪,实现波形下载和分析,自动或在人工辅助下计算土壤含水量和电导率等指标。

美国 Soilmoisture Equipment 公司 1984 年开始致力于 TDR 技术的研究,开发出了比较完善的 TDR-Trase 系统。该系统专门用于测定土壤含水量,测定可在 15s 内完成,可以立刻读数,也可将数据存储供下载使

用,可以通过手工操作或者编程自动测定和存储数据,通过 RS-232 串口与计算机连接,进行遥测或下载存储的数据和图形资料。由于有各种各样的价格低廉的波导管可供选择,用户能以最低的投资来进行多点和多深度的大面积测量,多通道控制器可使一台 Trase 设备一次进行多达 256 个不同点位的自动测定。该仪器可以下载波形文件,测量范围为 0 ~ 100%,测量误差为 $\pm 2\%$,仪器重 11.92kg。

20 世纪 90 年代,加拿大 Environmental Sensors 公司制造了便携式的 TDR 仪系统 MP-917,该系统既可以直接测定土壤含水量,又可以通过 RS-232 串口连接计算机获得 TDR 波形。其最大的特点是分段式探针设计,便于安装和测定不同土层的土壤含水量;缺点是不能测定土壤电导率。土壤含水量测量范围为 0 ~ 100%,在通常条件下测量误差小于 $\pm 3\%$,标定后测量误差小于 $\pm 1.3\%$,分辨率 1.0%,该仪器工作温度范围 0 ~ 50℃,仪器重 5.0kg。

德国 IMKO 公司的 TRIME 系统测量的土壤含水量范围为 0 ~ 70%,在 0 ~ 40% 范围内测量误差为 $\pm 2\%$,40% ~ 70% 范围内测量误差为 $\pm 3\%$,主机仪器重约 0.87kg。波兰 Easy Test 公司生产的 FOM-TDR 可以同时测定土壤含水量和电导率,具有多种主机和探针型号。最近,美国 CSI 公司开发了 TDR100 系统,主要包括探针、多通道板、接口模块、数据采集器和 TDR100 主机,可以实现多点同时测定土壤含水量和电导率,也可以获取波形数据。另外,一些小型的 TDR 产品也开始出现,如 AQUA-TEL-TDR 和美国 Spectrum 公司的 TDR100/200/300 等产品。

第 2 章



TDR 土壤水分测量技术的理论基础

2.1 麦克斯韦方程

大多数土壤水分和电导率的介电测量方法都是基于电磁场与介质的交互作用机制而提出的。电磁场对介质的作用包括介质的电极化和磁化。介质的电极化、磁化及其导电性又反过来影响电磁场的空间分布和电磁波的传播。研究电磁场与介质相互作用机制的基础是麦克斯韦方程与传输线理论。

麦克斯韦在 1873 年发布的麦克斯韦方程描述了宏观意义上的电现象和磁现象，这项工作总结了当时的电磁科学的成果，而且由理论考虑出发提出了存在位移电流的假说，这导致赫兹和马可尼发现了电磁波。普遍的时变形式的麦克斯韦方程可以写成“点”的形式或微分的形式，即

$$\begin{aligned}\nabla \times \vec{E} &= -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \\ \nabla \times \vec{H} &= \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} + \vec{J} \\ \nabla \cdot \vec{D} &= \rho \\ \nabla \cdot \vec{B} &= 0\end{aligned}\tag{2-1}$$

式中， $\vec{E}$ 是电场强度，单位为 V/m； $\vec{H}$ 是磁场强度，单位为 A/m； $\vec{D}$ 是电位移矢量（电通量密度），单位为 C/m²； $\vec{B}$ 是磁感应强度（磁通量密

度), 单位为 Wb/m^2 ; $\vec{J}$ 是电流密度, 单位为 A/m^2 ; ρ 是电荷密度, 单位为 C/m^3 。带上标的符号表示时变矢量场, 它们是空间坐标 x, y, z 和时间变量 t 的实函数。

在真空中, 电场、磁场强度与相应的通量密度之间存在如下关系:

$$\begin{aligned}\vec{B} &= \mu_0 \vec{H} \\ \vec{D} &= \varepsilon_0 \vec{E}\end{aligned}\quad (2-2)$$

式中, μ_0 是真空磁导率, $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} (\text{H}/\text{m})$; ε_0 是真空介电常数, $\varepsilon_0 = 8.854 \times 10^{-12} (\text{F}/\text{m})$ 。

上述方程对任意时变的电磁场都是成立的, 但为了简单起见, 通常仅考虑具有正弦时间变化规律的电磁场, 对于非正弦时间变化的电磁场, 可将其用傅里叶变换转化为多个正弦分量之后再进行分析。正弦时间变化的空间电场矢量可以表示为

$$\vec{E}(x, y, z, t) = \hat{x}Ae^{j(\omega t + \phi)} + \hat{y}Ae^{j(\omega t + \phi)} + \hat{z}Ae^{j(\omega t + \phi)} \quad (2-3)$$

式中, $\hat{x}$ 、 $\hat{y}$ 、 $\hat{z}$ 分别是三个空间方向上的单位矢量; A 是电场振幅 (实数); ω 为角频率; ϕ 是 $t=0$ 时的参考相位。

TDR 探针上的电磁波通常为横波 (TEM 波), 即波上任意点的振动传播方向与波的传播方向垂直, 在这种情况下, 可以仅考虑其在某一个空间方向上的分量, 如

$$\vec{E}_z(t) = A_z e^{j(\omega t + \phi)} = A_z (\cos\phi + j\sin\phi) e^{j\omega t} \quad (2-4)$$

其中, A_z 为电场强度在 $\hat{z}$ 方向上的振幅分量。本文中采用余弦基向量进行分析, 即取式 (2-4) 的实部, 有

$$\text{Re}(\vec{E}(t)) = (A_z \cos\phi) e^{j\omega t} \quad (2-5)$$

上式是本文中分析电磁场在土壤中沿探针的传播行为的基础。

麦克斯韦方程组的时谐形式为

$$\begin{aligned}\nabla \times \vec{E} &= -j\omega \vec{B} \\ \nabla \times \vec{H} &= j\omega \vec{D} + \vec{J} \\ \nabla \cdot \vec{D} &= \rho \\ \nabla \cdot \vec{B} &= 0\end{aligned}\quad (2-6)$$

2.2 电介质的极化与土壤表观介电常数

导体（如金属、电解质溶液）中含有大量能运动的电荷，在电场作用下，它们将沿电场力的方向做定向运动，形成传导电流，这些电荷称为自由电荷。在电介质中，原子、分子或者离子中的正负电荷却以共价键或离子键的形式被相互强烈的束缚着，通常称为束缚电荷。在电场作用下，这些正负电荷只能在微观尺度上作相对位移，而不能作定向运动。由于原子、分子或者离子中正负电荷的相对位移方向相反，在相距一定距离后，就产生了感应偶极矩。这时就电介质整体来看，形成了感应宏观偶极矩。若组成介质的分子是极性的，其本身就存在固有偶极矩。在无外电场作用时，热运动使偶极分子混乱取向，介质在各个方向上的分子偶极矩矢量和为零。而在外电场作用下，偶极分子将沿电场方向偏转定向，这时电介质内部分子偶极矩矢量和就不再是零，整个电介质对外感生出宏观偶极矩。这种在外电场作用下，在电介质内部感生偶极矩的现象称为电介质的极化，它是电介质在电场作用下的基本电学行为之一。

2.2.1 电介质的介电常数

由于极化作用，电介质表面形成了符号相反的感应电荷。此感应的束缚电荷在介质内将形成一个与外电场方向相反的电场，使外电场受到削弱。显然，介质的极化能力越强，其形成的反向电场越大。

外加电场 $\vec{E}$ 使材料的原子或分子产生极化，从而导致电偶极矩，它增大了总的电位移通量 $\vec{D}$ 。介质单位体积内的电偶极矩矢量和称为电极化强度 $\vec{P}$ ，反映了介质极化对电位移通量的影响，有

$$\vec{D} = \varepsilon_0 \vec{E} + \vec{P} \quad (2-7)$$

在线性介质中，电极化强度与外加电场呈线性关系，即

$$\vec{P} = \varepsilon_0 \chi_e \vec{E} \quad (2-8)$$

式中， χ_e 称为电极化率。由式（2-7）和式（2-8）可得

$$\vec{D} = \varepsilon_0 \vec{E} + \vec{P} = \varepsilon_0 (1 + \chi_e) \vec{E} \quad (2-9)$$

与真空中类似,电位移通量与电场强度的比值称为介质的绝对介电常数 ε ,即

$$\varepsilon = \frac{\vec{D}}{\vec{E}} = \varepsilon_0 (1 + \chi_e) \quad (2-10)$$

因为介质中原子或分子在外电场作用下的运动具有一定的惯性,使得它们产生的电偶极矩矢量与外电场矢量有一定夹角,因此一般来说电位移通量 $\vec{D}$ 与电场强度 $\vec{E}$ 之间会有相位差,介电常数 ε 具有复数形式:

$$\varepsilon = \varepsilon' - j\varepsilon'' \quad (2-11)$$

使用复数介电常数可反映 $\vec{D}$ 和 $\vec{E}$ 之间的大小和相位关系,即

$$\vec{D} = \varepsilon \vec{E} = (\varepsilon' - j\varepsilon'')\vec{E} = (1 - j\tan\delta)\varepsilon'\vec{E} \quad (2-12)$$

式中, $\tan\delta$ 称为损耗正切,且

$$\tan\delta = \frac{\varepsilon''}{\varepsilon'} \quad (2-13)$$

绝对介电常数与真空介电常数的比值称为相对介电常数 κ ,它也具有复数形式,即

$$\kappa = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0} = \kappa' - j\kappa'' \quad (2-14)$$

将式 (2-11) 与式 (2-14) 的实部和虚部分别作比较可得

$$\begin{aligned} \varepsilon' &= \varepsilon_0 \kappa' \\ \varepsilon'' &= \varepsilon_0 \kappa'' \end{aligned} \quad (2-15)$$

除真空外,任何介质的相对介电常数均大于 1。工程上通常把相对介电常数 κ 简称为介电常数,本书中以后各章节提到的介电常数均指相对介电常数 κ 。表 2-1 列出了土壤中各种主要成分的相对介电常数。

表 2-1 土壤中各种主要成分的介电常数

土壤成分	介电常数	土壤成分	介电常数
空气	1	花岗岩	7 ~ 9
水	78.2	干肥土	3.5
冰	3	干沙土	2.5
玄武岩	12	干壤土	2.68

电介质极化的结果,是使介质内部沿电场方向出现偶极矩,在垂直于电场方向的介质表面则出现束缚电荷,二者同时出现,在没有极化时也同时消失。介质中感应偶极矩为各极化粒子(原子、分子或离子等)电矩的矢量和,它的大小由单个极化粒子电矩的大小和极化粒子的数量所决定。

2.2.2 介质极化的不同微观机制

电介质的极化现象,归根结底是电介质中的微观荷电粒子在电场的作用下,其电荷分布发生变化而导致的一种宏观统计平均效应。按照微观机制,可归纳为以下几种基本形式:电子位移极化、离子位移极化、偶极子位移极化、空间电荷极化及自发极化等。不同结构的电介质,可能存在着完全不同的极化形式,甚至还有可能上述几种极化同时存在于一种电介质中。

1. 电子位移极化

电介质中原子、分子和离子等任意粒子,在电场作用下都能感生一个沿电场方向的感应偶极矩。这是由于在电场的作用下,粒子中的电子云相对原子核发生位移引起的,因此称为电子位移极化,该极化存在于一切介质之中。电子位移极化建立的时间很短,约在 $10^{-14} \sim 10^{-16}$ s 范围。这表明,若所加电场为交变电场,其频率即使高达光频,电子位移极化也来得及响应。因此电子位移极化又有光频极化之称。

2. 离子位移极化

在离子晶体和玻璃等无机介质中,正负离子处于平衡状态,其偶极矩的矢量和为零。当在电场作用下,这些离子除产生电子位移极化外,离子本身还将发生可逆的弹性位移。正离子沿电场方向移动,负离子沿反电场方向移动,形成感生偶极矩,这就是离子位移极化。随着温度的升高,离子间距在热膨胀时增大了,离子间相对作用力减弱,因此离子位移极化率随温度升高而增大,但增大甚微。离子位移极化对外电场的响应时间也较短,约为 $10^{-12} \sim 10^{-13}$ s,比电子位移极化慢 2~3 个数量级,与离子在平衡位置的固有振动频率相当。

3. 偶极子转向极化

非晶态极性有机电介质的分子或分子链节具有一定的固有偶极矩 μ_0 ,可以把它们看成是偶极子。这种电介质在没有外电场作用时,由于分子的热运

动使偶极子分子或链节作混乱排布, 分子的偶极矩在空间各个方向取向的概率相同, 介质对外不显极性, 宏观电矩 $\sum u_0$ 为零。

在电场作用下, 偶极分子或链节要受到电场转矩的作用, 驱使它们沿电场方向取向。但热运动却使分子作混乱排布, 起解除取向的作用。此外, 分子间的相互作用也阻碍极性分子在电场方向的取向。在一定温度和电场作用下, 偶极分子或链节达到一个新的统计平衡状态。在新的平衡状态下, 偶极子在空间各个方向取向的概率就不再相同, 沿电场方向取向的概率大于其他方向, 因此就在电场方向形成宏观偶极矩, 这就是偶极子转向极化。

由于偶极子转向受到分子热运动的无序化作用和分子间的相互作用, 以致于这种极化对外电场的响应时间比较长。并且对应于各种不同的固有偶极子结构, 响应时间也不相同, 其范围较大, 约为 $10^{-8} \sim 10^{-2} \text{s}$ 甚至更长。

4. 热离子位移极化

离子位移极化是由离子晶体中处于正常结点上的正负离子在其平衡位置上做相对弹性位移而形成的。这种处于正常结点上的正负离子能量最低, 最为稳定, 离子间相互作用力很强, 一般称为强束缚离子。相对这种强束缚离子, 离子型结构电介质中尚存一些弱束缚离子, 如外来掺杂离子或处于晶格缺陷位置的离子。这些弱束缚离子的位能稍高, 不那么稳定, 容易受热而激活。在外电场作用下, 除了有部分构成电导外, 另一部分可能还不足以越过所有阻隔它们运动的势垒, 只能在一个不大的区域内越过一些较低的势垒, 从一个平衡位置迁移到另一个平衡位置, 这些弱束缚离子被相当高的势垒限制住, 只能在一个很小的范围内迁移。

热离子位移极化建立的时间较慢, 约为 10^{-2}s 。因此, 当外加电场频率较高时, 极化改变就滞后于电场的改变, 这种现象称之为“极化弛豫”现象, 因此这种极化又称为离子松弛极化。

5. 空间电荷极化

当介质中存在少量自由电荷载流子(正负离子和电子)时, 在外电场作用下, 载流子将移动而使介质有微小的漏导电流。由于实际介质往往是结构不均匀的材料, 如电子陶瓷就是一个典型的多相系统, 它既有结晶相, 同时也会有玻璃相和气相, 各相间的介电性能也不完全相同, 因此载流子有可能被阻止在这些相界面上, 形成空间电荷的局部积累, 使介质中

电荷分布不均匀,从而产生电矩,发生极化,这种现象称之为空间电荷极化或夹层式极化。这种极化还可在晶格缺陷、介质与电极的界面形成。显然,它一般发生在非均质材料和复合介质材料中。由于形成空间电荷极化的是自由电荷载流子,因此,其极化的强弱与介质的电导密切相关。在高温和强电场的情况下,空间电荷容易扩散而不易聚集,使极化减弱,而原来对极化有贡献的载流子将转为电导。空间电荷极化建立的时间很长,从几分之一秒到几个小时,一般在直流和低频情况下出现,极化时将消耗能量。

土壤是一种固-液-气三相混合介质,含有多种不同性质的介质成分。在外电场的作用下,可能存在多种微观极化机制。当频率为零或频率很低(几赫兹到几十千赫兹)时,上述几种微观过程都参与作用,这时土壤的介电常数是一个实数。随着频率的增加,分子固有电矩的转向极化逐渐落后于外场的变化,这时土壤介电常数取复数形式[见式(2-14)]。

2.2.3 交变电场下的介质极化

通过对介质极化类型的分析可知,不同的极化形式,其极化建立的时间是各不相同的。由于电子位移极化建立的时间极短,可以与可见光的变化周期相比拟,因此在远低于光频的无线电频率范围内,电子位移极化可以堪称是即时的。离子位移极化也有类似的情况。因此通常称这两种位移极化为瞬时极化或快极化。而对热离子位移极化和偶极子取向极化等,因其建立的时间较长,故称之为弛豫极化或缓慢极化。

随着交变电场的变化频率不同,介质的响应可以分3种情况来讨论。当频率很低时,各种极化的建立完全跟得上电场的变化,此时介质极化响应可以按照与静电场类似的方法进行处理;当电场的变化频率极高时,各种缓慢极化完全来不及建立,此时就不用考虑该种极化的响应问题,但对瞬时极化依然可按照静电场中的方法进行处理;如果电场的变化与缓慢极化建立的时间可相比拟,则该极化对电场的响应强烈的受到极化建立过程的影响,产生比较复杂的介电现象。归纳在这种情况下的极化响应,可得出两个明显特点,一是出现极化损耗(常称为介质损耗),且极化损耗的大小与电场频率有密切关系。二是介电常数 ϵ 随电场频率而变化。

2.3 土壤介电特性

土壤的宏观电磁特性可用三个基本参数来描述：介电常数 ε 、磁导率 μ 和直流电导率 σ 。在固定的电磁场条件下土壤电磁特性与频率的关系可用复数介电常数和复数磁导率来表示：

$$\varepsilon = \varepsilon' - j\varepsilon'' \quad (2-16)$$

$$\mu = \mu' - j\mu'' \quad (2-17)$$

式中， ε 、 ε' 、 ε'' 分别为土壤的绝对复介电常数及其实部和虚部，它们的单位是 $A \cdot s/V \cdot m$ ； μ 、 μ' 、 μ'' 分别为土壤的绝对复磁导率及其实部与虚部，它们的单位是 $V \cdot s/A \cdot m$ 。

若将土壤的介电常数和磁导率分别用真空介电常数 ε_0 和真空磁导率 μ_0 进行归一化表示，可定义相对介电常数（以后均简称介电常数）和相对磁导率（以后均简称磁导率）：

$$\kappa = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0} = \kappa' - j\kappa'' \quad (2-18)$$

$$\mu_r = \frac{\mu}{\mu_0} = \mu_r' - j\mu_r'' \quad (2-19)$$

式中， κ 、 κ' 、 κ'' 、 μ_r 、 μ_r' 、 μ_r'' 均为无量纲物理参数。土壤电导率 σ 与恒定外电场下土壤中的直流电流有关。因为由介质的极化和电导率引起的介质损耗总是同时出现并一起被测量，所以通常将它们合在一起考虑，这样可以定义等效虚介电常数为

$$\kappa_{\text{eff}}'' = \kappa'' + \frac{\sigma}{\varepsilon_0 \omega} \quad (2-20)$$

式中， σ 为土壤的电导率，单位是 S/m ； ω 为外电场的角频率，单位是 rad/s 。这样土壤的等效复介电常数就变为

$$\kappa = \kappa' - j\kappa_{\text{eff}}'' = \kappa' - j\left(\kappa'' + \frac{\sigma}{\varepsilon_0 \omega}\right) \quad (2-21)$$

上式中虚部与实部的比值称为介质的损耗正切：

$$\tan\delta = \frac{\kappa_{\text{eff}}''}{\kappa'} = \frac{\kappa''}{\kappa'} + \frac{\sigma}{\varepsilon_0 \omega \kappa'} \quad (2-22)$$

2.3.1 土壤磁导率

根据物质磁导率的大小可将其分为 3 类：顺磁材料、逆磁材料和导磁材料，部分常见物质的磁导率大小见表 2-2。一般农业土壤的主要成分中不含导磁材料，所以从电磁波传播的角度来看，可以近似认为其绝对磁导率等于真空磁导率，即 $\mu = \mu_0$ 或 $\mu_r = 1$ 。

表 2-2 部分材料的磁导率

材料名称		相对磁导率
逆磁材料, $\mu'_r \leq 1$	水	0.99991
	石英(SiO_2)	0.9999988
	高岭石	0.99999995 ~ 1.0000023
顺磁材料, $\mu'_r \geq 1$	蒙脱石(2.8% FeO , 3% Fe_2O_3)	1.000026
	伊利石(1.4% FeO , 3.4% Fe_2O_3)	1.000034
	页岩	1.000005 ~ 1.0015
	花岗岩	1 ~ 1.004
	赤铁矿	1.002 ~ 1.003
导磁材料, $\mu'_r \gg 1$	铁制品	≈ 550 (个别的超过 6000)

2.3.2 土壤电导率

在电导率为 σ 的介质中，传导电流密度与电场强度的关系为

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \tag{2-23}$$

计算电导率的麦克斯韦方程 [式 (2-1)] 为

$$\begin{aligned} \nabla \times \vec{H} &= j\omega \vec{D} + \vec{J} \\ &= j\omega \epsilon \vec{E} + \sigma \vec{E} \\ &= j\omega \epsilon_0 (\kappa' - j\kappa'') \vec{E} + \sigma \vec{E} \\ &= j\omega \epsilon_0 \left(\kappa' - j\kappa'' - j \frac{\sigma}{\omega \epsilon_0} \right) \vec{E} \end{aligned} \tag{2-24}$$

与式 (2-12) 比较, 可定义等效复介电常数为

$$\kappa_{\text{eff}} = \kappa' - j\kappa'' - j \frac{\sigma}{\omega \varepsilon_0} \quad (2-25)$$

$$\kappa_{\text{eff}}'' = \frac{\omega \varepsilon_0 \kappa'' + \sigma}{\omega \varepsilon_0} = \frac{\omega \varepsilon'' + \sigma}{\omega \varepsilon_0} \quad (2-26)$$

与土壤中的液相成分相比, 大多数土壤固相成分的电导率都非常小, 见表 2-3 和表 2-4。土壤的液相由土壤水和水中的溶质组成, 可以看作是一种水的电解质溶液。水中的离子和离子团不是电中性的, 它们在外电场的作用下加速运动直至达到某一个最终速度, 该速度取决于土壤中可流动成分的粘性。如果水中的电介质充分电离, 则电解液的摩尔电导率等于所有离子的摩尔电导率之和。因此土壤液相的电导率可表示为

$$\sigma_{\text{el}} = \sum_i c_i \Lambda_i \quad (2-27)$$

其中, c_i 为第 i 种离子的浓度, 单位是 mol/m^3 。 Λ_i 是第 i 中离子的摩尔电导率, 单位是 $\text{S} \cdot \text{m}^2/\text{mol}$ 。对于含有单一离子的电解液的电导率可表示为:

$$\sigma_{\text{el}} = c\Lambda \quad (2-28)$$

上述关系式适用于电解液中的离子之间的相互作用很小以致可以忽略不计的情况, 如含盐量较低的淡水中的情况。在含水土壤中, 带电离子在土壤的孔隙之间运动, 其导电情况受土壤孔隙度和孔隙构造的影响。土壤液相的连通性对土壤电导率的影响极大, 当土壤含水量低于某一个特定的饱和度 (称为渗透饱和度) 时, 土壤电导率会急剧降低。

表 2-3 部分材料的电导率一览表

材料名称	电导率/(S/m)	材料名称	电导率/(S/m)
石英	5.0×10^{-15}	纯水	10^{-6}
方解石	10^{-14}	淡水	10^{-3}
玻璃	10^{-12}	海水	4
花岗岩	10^{-11}	铁	10^7
高岭石	10^{-8}	铝	3.7×10^7
油类	10^{-11}	铜	5.9×10^7

表 2-4 20℃时不同浓度 NaCl 溶液的电导率

浓度/(mol/L)	电导率/(S/m)
0.01	0.12
0.1	8.5
4.0	22.0

除了土壤中电解液能导电之外,土壤固态颗粒表面上所带的电荷也能在外电场的作用下移动产生电流,它们形成的电导率称为表面电导率。某些类型的土壤(如粘土)中有大量带负电的特殊表面,即使向这样的土壤中加入去离子水也会使其获得一定的电导率。因为不同土壤颗粒的形状和尺寸差异很大,使得表面电荷的运动路径非常复杂,因此土壤的表面电导率很难用精确的物理模型来描述。

对于离子浓度较低且表面电荷较少的土壤,其中所含电解质溶液的电导率可用如下经验公式近似:

$$\sigma_{el} = 0.15c \quad (2-29)$$

式中, c 为土壤盐分的质量浓度,单位是 g/L。如果不考虑表面电导率,则土壤电导率 σ 与土壤溶液电导率 σ_{el} 的关系可用一个通用的公式(2-30)来描述(Archie 定律):

$$\sigma = a\sigma_{el} S^b \phi^m \quad (2-30)$$

式中, ϕ 为土壤孔隙率; a 、 b 、 m 为三个待定系数, b 和 m 的大小一般分别在 1~2.4 和 4~5 之间; S 为土壤饱和度,是土壤体积含水量 θ 与饱和体积含水量 θ_s 的比值:

$$S = \frac{\theta}{\theta_s} \quad (2-31)$$

Archie 定律也可用于其他多孔介质电导率的计算。

2.3.3 土壤介电常数

在低频(小于 1MHz)电场作用下,土壤的介电特性由固相成分和液相成分以及它们之间的交互影响过程决定,这时等效虚介电常数 κ''_{eff} 主要由传导损耗即 σ 决定。当外电场频率高于 100MHz 时,取向极化损耗超过传导损耗。当外电场频率达到 GHz 级别时,土壤的介电常数主要取决于其中的水分

体积含量，对它们之间的关系通常采用两种方法来描述：纯经验公式和介电混合模型。

纯经验公式不考虑土壤介电常数与含水量的物理意义，直接对测量得到的数据进行拟合。Topp 使用三次多项式对多种土壤的介电常数 κ 和体积含水量 θ 之间的关系进行拟合得到了式 (2-32)：

$$\theta = -5.3 \times 10^{-2} + 2.92 \times 10^{-2} \kappa - 5.5 \times 10^{-4} \kappa^2 + 4.3 \times 10^{-6} \kappa^3 \quad (2-32)$$

对于体积含水量小于 $0.5 \text{ m}^3/\text{m}^3$ （通常在农业应用中感兴趣的含水量范围均满足此要求）的土壤，使用该公式计算的结果达到了很高的精度，平均误差约为 $0.013 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 。但对含水量超过 $0.5 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 的土壤、有机质土和有机质或粘粒含量较高的矿物质土，该公式不能准确描述它们的 θ - κ 关系。

在介电混合模型中，通过土壤中各种成分（如土壤固态颗粒、水、空气）的介电常数以及它们各自的体积分数来描述土壤的混合介电常数（即表观介电常数），Birchak, Dobson, Roth, Friedman 等人均采用了此方法进行研究。Roth 给出的三相介质的混合介电常数方程为

$$\kappa_b = [\theta \kappa_w^\beta + (1 - \phi) \kappa_s^\beta + (\phi - \theta) \kappa_a^\beta]^{1/\beta} \quad (2-33)$$

式中， ϕ 为土壤孔隙度， κ_w 、 κ_s 、 κ_a 分别是水、土壤颗粒、空气的相对介电常数， θ 、 $1 - \phi$ 、 $\phi - \theta$ 分别是土壤中水、土壤颗粒、空气的体积分数，三者的和为 1， $-1 < \beta < 1$ 对应介质几何结构与电场方向的关系，对于电场方向与土层平行的情况 $\beta = 1$ ，电场与土层垂直的情况 $\beta = -1$ 。从式 (2-33) 解出 θ 可得：

$$\theta = \frac{\kappa_b^\beta - (1 - \phi) \kappa_s^\beta - \phi \kappa_a^\beta}{\kappa_w^\beta - \kappa_a^\beta} \quad (2-34)$$

这就是使用 TDR 仪测量的土壤表观介电常数与土壤体积含水量的关系。如果取 $\beta = 0.5$ ，在土壤体积含水量 θ 满足 $0 \text{ m}^3/\text{m}^3 < \theta < 0.5 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 的情况下，式 (2-34) 的计算结果与 Topp 给出的三次多项式 (2-32) 的计算结果非常接近。

考虑到水、土壤颗粒和空气的相对介电常数分别为 81、4 和 1，并取 $\beta = 0.5$ ，则式 (2-34) 简化为

$$\theta = \frac{\sqrt{\kappa_b} - (2 - \phi)}{8} \quad (2-35)$$

在使用上述混合模型计算土壤体积含水量时，必须提前知道或者估计出土壤的孔隙度。Topp 公式与混合介电模型（取 $\beta = 0.5$, $\phi = 0.5$ ）标定曲线之间的关系如图 2-1 所示。

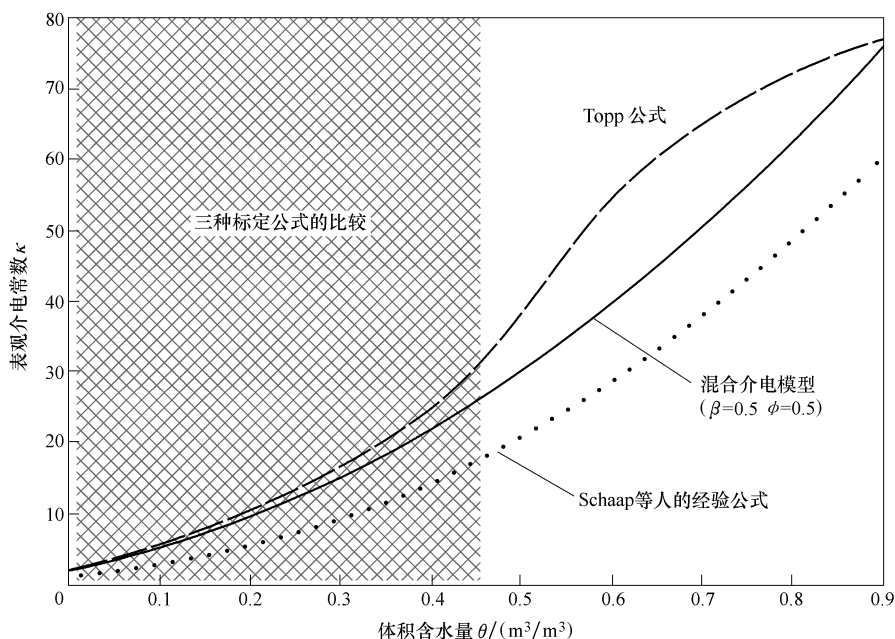


图 2-1 土壤水分测量的三种标定公式比较

对于有机质和粘粒含量较高的土壤，因为其孔隙度较大，且通常含有较多的束缚水，使得其介电特性与典型的矿物质土壤有很大差别，因此通常需要进行单独标定。Schaap 等对 8 种高有机质含量的森林土壤进行测量时采用了如下经验公式，图 2-1 给出了该公式与上述两种标定曲线的对比：

$$\theta = (0.133 \sqrt{\kappa_b} - 0.146)^{0.885} \quad (2-36)$$

对于孔隙度很大的土壤如粘土，不同的土样之间容重和孔隙度差异较大，通过对其容重进行测量可提高土壤水分测量的精度。

2.4 土壤水分探头的电参量模型

TDR 土壤水分探针插入土壤中，阶跃测试信号以电磁波的形式沿探针传播，信号电压电流之间的关系以及电磁波传播的速度不仅与探针的结构有

关,还很大程度上取决于土壤介电常数的大小。因为 TDR 测试信号为高频信号,其波长(对应阶跃信号来说,则是其最高频率分量的波长)可与探针长度相比拟,TDR 探针上各点的电压和电流瞬时值不再相同,因此应将其看作高频传输线来进行分析。下面就从传输线理论入手研究 TDR 土壤水分探针的等效电参量与土壤介电常数的关系。

1. 双平行探针的集总元件电路模型

传输线理论和电路理论之间的关键差别是尺寸。电路分析假定网络的物理尺度比电波长小的多,而传输线的尺度则可能为一个波长的几分之一或者几个波长。因此传输线是分布参量网络,在整个长度内,其电压和电流的幅值和相位都可能发生变化。

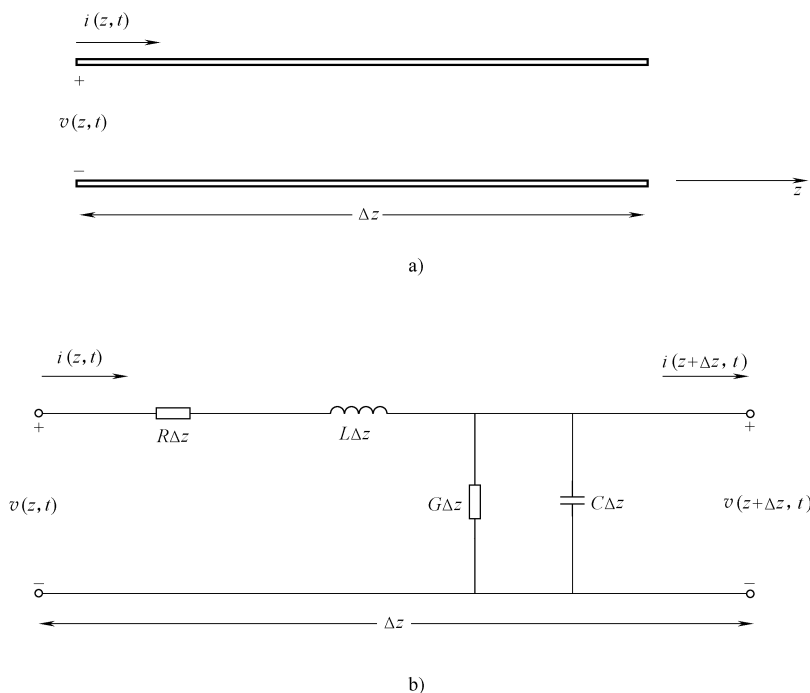


图 2-2 TDR 探针的等效电参量模型

如图 2-2 所示,传输线经常用双线来示意,因为传输线(对 TEM 波传播)至少得有两根导体。图 2-2 中无穷小长度 Δz 的一段线可以模拟为一个集总元件电路,其中 R, L, G, C 为单位长度的量,定义如下:

R 是两导体单位长度的串联电阻,单位是 Ω/m 。

L 是两导体单位长度的串联电感, 单位是 H/m 。

G 是单位长度的并联电导, 单位是 S/m 。

C 是单位长度的并联电容, 单位是 F/m 。

Z_L 是探针末端的电磁辐射产生的等效阻抗, 单位为 Ω 。

串联电感 L 代表两导体的总自感, 并联电容 C 来源于两导体的紧密贴近。串联电阻 R 代表由于两导体的有限电导率产生的电阻, 并联电导 G 来源于两导体间填充材料的介电损耗。因此, R 和 G 代表损耗。

对于图 2-2 所示的电路, 可以应用基尔霍夫电压定律给出:

$$u(z, t) - R\Delta z i(z, t) - L\Delta z \frac{\partial i(z, t)}{\partial t} - v(z + \Delta z, t) = 0 \quad (2-37)$$

而由基尔霍夫电流定律导出:

$$i(z, t) - G\Delta z v(z + \Delta z, t) - c\Delta z \frac{\partial v(z + \Delta z, t)}{\partial t} - i(z + \Delta z, t) = 0 \quad (2-38)$$

将式 (2-37) 和式 (2-38) 除以 Δz , 并取 $\Delta z \rightarrow 0$ 时的极限, 得到微分方程式 (2-39) 和式 (2-40):

$$\frac{\partial v(z, t)}{\partial z} = -Ri(z, t) - L \frac{\partial i(z, t)}{\partial t} \quad (2-39)$$

$$\frac{\partial i(z, t)}{\partial z} = -Gv(z, t) - C \frac{\partial v(z, t)}{\partial t} \quad (2-40)$$

上述方程就是传输线方程或电报方程的时域形式。

对于简谐稳态条件, 具有余弦型的相量形式, 因此式 (2-39)、(2-40) 简化为

$$\frac{dV(z)}{dz} = -(R + j\omega L)I(z) \quad (2-41)$$

$$\frac{dI(z)}{dz} = -(G + j\omega C)V(z) \quad (2-42)$$

2. 传输线上的波传播

式 (2-41) 和 (2-42) 可以联立求解得到关于 $V(z)$ 和 $I(z)$ 的波方程:

$$\frac{d^2 V(z)}{dz^2} - \gamma^2 V(z) = 0 \quad (2-43)$$

$$\frac{d^2 V(z)}{dz^2} - \gamma^2 V(z) = 0 \quad (2-44)$$

其中

$$\gamma = \alpha + j\beta = \sqrt{(R + j\omega L)(G + j\omega C)} \quad (2-45)$$

γ 为复传播常数, 它是频率的函数。式 (2-43) 和 (2-44) 的行波解可以求出, 具体为

$$V(z) = V_0^+ e^{-\gamma z} + V_0^- e^{\gamma z} \quad (2-46)$$

$$I(z) = I_0^+ e^{-\gamma z} + I_0^- e^{\gamma z} \quad (2-47)$$

式中, $e^{-\gamma z}$ 项代表沿正 z 方向的波传播, $e^{\gamma z}$ 项代表沿负 z 方向的波传播。把式 (2-41) 应用于式 (2-46) 的电压, 可得到传播线上的电流:

$$I(z) = \frac{\gamma}{R + j\omega L} [V_0^+ e^{-\gamma z} + V_0^- e^{\gamma z}] \quad (2-48)$$

定义特征阻抗 Z_0 为

$$Z_0 = \frac{R + j\omega L}{\gamma} = \sqrt{\frac{R + j\omega L}{G + j\omega C}} \quad (2-49)$$

传输线上的电压和电流与特征阻抗的关系为

$$\frac{V_0^+}{I_0^+} = Z_0 = \frac{-V_0^-}{I_0^-} \quad (2-50)$$

这样, 式 (2-47) 可以写成式 (2-51) 所示的形式:

$$I(z) = \frac{V_0^+}{Z_0} e^{-\gamma z} - \frac{V_0^-}{Z_0} e^{\gamma z} \quad (2-51)$$

返回到时域, 电压波形可以表示为

$$v(z, t) = |V_0^+| \cos(\omega t - \beta z + \phi^+) e^{-\alpha z} + |V_0^-| \cos(\omega t + \beta z + \phi^-) e^{\alpha z} \quad (2-52)$$

式中, ϕ^+ 是复电压 V_0^+ 的相位角。

电磁波传播的速度等于其传播过程中一个固定的相位点的运动速度, 所以也称为相速。考虑电压 $v(z, t)$ 波形沿正 z 方向传播的分量, 波形上任一点在任意时刻的相位为

$$\phi(z, t) = \omega t - \beta z + \phi^+ \quad (2-53)$$

则波形上相位为固定值 ϕ_0 的点其位置随时间变化的关系式为

$$z = \frac{\omega t + \phi^+ - \phi_0}{\beta} \quad (2-54)$$

那么电磁波传播的速度，即相速为

$$v_p = \frac{dz}{dt} = \frac{\omega}{\beta} \quad (2-55)$$

3. 无耗传输线

一般传输线的上述解包含了损耗的影响，而且我们看到其传播参数和特征阻抗都是复数。然而在很多实际情形中，传输线的损耗还是很小的，因而可以忽略，这使上述结果得以简化。令 $R = G = 0$ ，可得传播常数为

$$\lambda = \alpha + j\beta = j\omega \sqrt{LC} \quad (2-56)$$

式中， $\beta = \omega \sqrt{LC}$ ， $\alpha = 0$ 。

式 (2-49) 的特征阻抗简化为

$$Z_0 = \sqrt{\frac{L}{C}} \quad (2-57)$$

Z_0 是一个实数值。无耗传输线上电压和电流的一般解可以写为

$$V(z) = V_0^+ e^{-\gamma z} + V_0^- e^{\gamma z} \quad (2-58)$$

$$I(z) = \frac{V_0^+}{Z_0} e^{-\gamma z} - \frac{V_0^-}{Z_0} e^{\gamma z} \quad (2-59)$$

波长和相速分别为

$$\lambda = \frac{2\pi}{\beta} = \frac{2\pi}{\omega \sqrt{LC}} \quad (2-60)$$

$$v_p = \frac{\omega}{\beta} = \frac{1}{\sqrt{LC}} \quad (2-61)$$

2.5 波在探针上的传播和反射

如图 2-3 所示为一个端接任意负载阻抗 Z_L 的无耗传输线，以此为例说明

TDR 探针末端的波反射。

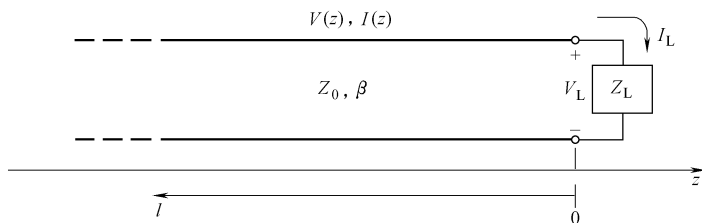


图 2-3 端接负载的传输线电路示意图

假定有形式为 $V_0^+ e^{-j\beta z}$ 的入射波，它产生于 $z < 0$ 处的源。我们已经知道，这一行波的电压和电流之比就是特征阻抗 Z_0 。但是，当该传输线端接到任意负载 $Z_L \neq Z_0$ 时，负载上的电压和电流之比应是 Z_L 。因此，具有适当振幅的反射波必定会产生出来，以满足该条件。线上的总电压可以作为入射波和反射波之和，写成如下形式：

$$V(z) = V_0^+ e^{-j\beta z} + V_0^- e^{j\beta z} \quad (2-62)$$

类似地，线上的总电流为

$$I(z) = \frac{V_0^+}{Z_0} e^{-j\beta z} - \frac{V_0^-}{Z_0} e^{j\beta z} \quad (2-63)$$

负载上的总电压和总电流通过负载阻抗联系起来，因此在 $z=0$ 处我们必须有：

$$Z_L = \frac{V(0)}{I(0)} = \frac{V_0^+ + V_0^-}{V_0^+ - V_0^-} Z_0 \quad (2-64)$$

求得 V_0^- 为

$$V_0^- = \frac{Z_L - Z_0}{Z_L + Z_0} V_0^+ \quad (2-65)$$

归一化为入射电压波的振幅的反射电压波的振幅，定义为电压反射系数 Γ ：

$$\Gamma = \frac{V_0^-}{V_0^+} = \frac{Z_L - Z_0}{Z_L + Z_0} \quad (2-66)$$

于是线上的总电压和总电流可以写为

$$V(z) = V_0^+ (e^{-j\beta z} + \Gamma e^{j\beta z}) \quad (2-67)$$

$$I(z) = \frac{V_0^+}{Z_0} (e^{-j\beta z} + \Gamma e^{j\beta z}) \quad (2-68)$$

从这些公式可以看出，线上的电压和电流是由入射波和反射波的叠加组成的，这样的波称为驻波。只有当 $\Gamma = 0$ 时，才不会有反射波。为了得到 $\Gamma = 0$ ，负载阻抗 Z_L 必须等于该传输线的特征阻抗 Z_0 ，这可以由式 (2-66) 看出。这样的负载称为传输线的匹配负载，因此入射波没有反射。

现在考虑沿线上 z 点的时间平均功率流：

$$P_{av} = \frac{1}{2} \operatorname{Re} [V(z) I(z)^*] = \frac{1}{2} \frac{|V_0^+|^2}{Z_0} \operatorname{Re} \{1 - \Gamma^* e^{-2j\beta z} + \Gamma e^{2j\beta z} - |\Gamma|^2\} \quad (2-69)$$

括号中的中间两项有 $A - A^* = 2j\operatorname{Im}(A)$ 的形式，因而是纯虚数。这使结果简化为：

$$P_{av} = \frac{1}{2} \frac{|V_0^+|^2}{Z_0} (1 - |\Gamma|^2) \quad (2-70)$$

这表明线上任意点的平均功率流是常数，而且传送到负载的总功率流 (P_{av}) 等于入射功率 ($|V_0^+|^2/2Z_0$) 减去反射功率 ($|V_0|^2 |\Gamma|^2/2Z_0$)。若 $\Gamma = 0$ ，传送到负载的功率最大，而对于 $\Gamma = 1$ ，则没有功率到负载。上述讨论假定源是匹配的，因而没有来自 $z < 0$ 的区域的反射波的再反射。

当负载失配时，不是所有来自源的可用功率都传给了负载。这种“损耗”称为回波损耗 (Return Loss, RL)，它定义 (以 dB 为单位) 为

$$RL = -20 \lg |\Gamma| \quad (2-71)$$

因此，匹配负载 ($\Gamma = 0$) 具有 ∞ dB 的回波损耗 (无反射功率)，而全反射 ($\Gamma = 1$) 具有 0dB 的回波损耗 (所有的入射功率都反射回来)。

若负载与线是匹配，则 $\Gamma = 0$ ，而且线上的电压幅值 $|V(z)| = |V_0^+|$ 为常数。然而，当负载失配时，反射波的存在会导致驻波，这时线上的电压幅值不是常数。因此，由式 (2-67) 可得：

$$|V(z)| = |V_0^+| |1 + \Gamma e^{2j\beta z}| = |V_0^+| |1 + \Gamma e^{-2j\beta l}| = |V_0^+| |1 + \Gamma e^{j(\theta - 2\beta l)}| \quad (2-72)$$

式中， $l = -z$ 是由 $z = 0$ 的负载处开始测量的正距离， θ 是反射系数的相位 ($\Gamma = |\Gamma| e^{j\theta}$)。这个结果表明，电压幅值沿线随 z 起伏。当相位项 $e^{j(\theta - 2\beta l)} = 1$ 时出现最大值，它由式 (2-73) 给出：

$$V_{\max} = |V_0^+| (1 + |\Gamma|) \quad (2-73)$$

当相位项 $e^{j(\theta - 2\beta l)} = -1$ 时出现最小值，它由式 (2-74) 给出：

$$V_{\min} = |V_0^+| (1 - |\Gamma|) \quad (2-74)$$

当 $|\Gamma|$ 增加时， $V_{\max}$ 与 $V_{\min}$ 之比增加。因此，亮度传输线的失配量，称为驻波比 (SWR, standing wave ratio)，可以定义为

$$\text{SWR} = \frac{V_{\max}}{V_{\min}} = \frac{1 + |\Gamma|}{1 - |\Gamma|} \quad (2-75)$$

这个量也称为电压驻波比 (VSWR, voltage standing wave ratio)。由式 (2-75) 可以看出，SWR 是一个实数，而且 $1 \leq \text{SWR} \leq \infty$ ，其中 $\text{SWR} = 1$ 意味着负载匹配。

由式 (2-72) 看出，两个连续电压最大值（或最小值）之间的距离是

$$l = 2\pi/2\beta = \pi\lambda/2\pi = \lambda/2 \quad (2-76)$$

而最大值和临近最小值之间的距离是

$$l = \pi/2\beta = \lambda/4 \quad (2-77)$$

式中， λ 是传输线上的波长。

反射系数式定义为负载处 ($l=0$) 反射波与入射波电压振幅之比，但是这个量也可以像下面那样推广为线上任意点处的值。由式 (2-72) 当 $z = -l$ 时，反射分量与入射分量之比为

$$\Gamma(l) = \frac{V_0^- e^{-j\beta l}}{V_0^+ \Gamma e^{j\beta l}} = \Gamma(0) e^{-2j\beta l} \quad (2-78)$$

式中， $\Gamma(0)$ 是 $z=0$ 处的反射系数。

在距离负载 $l = -z$ 处，朝着负载看去的输入阻抗是：

$$Z_{\text{in}} = \frac{V(-l)}{I(-l)} = \frac{V_0^+ [e^{j\beta l} + \Gamma e^{-j\beta l}]}{V_0^+ [e^{j\beta l} - \Gamma e^{-j\beta l}]} Z_0 = \frac{1 + \Gamma e^{-j2\beta l}}{1 - \Gamma e^{-j2\beta l}} Z_0 \quad (2-79)$$

将式 (2-66) 代入上式可得：

$$Z_{\text{in}} = Z_0 \frac{Z_L + jZ_0 \tan(\beta l)}{Z_0 + jZ_L \tan(\beta l)} \quad (2-80)$$

公式 (2-80) 给出了具有任意负载阻抗的一段传输线的输入阻抗，称为传输线方程。

第 3 章



基于相位检测原理的 P-TDR 系统

3.1 P-TDR 系统设计原理与总体设计方案

采用 TDR 技术的土壤水分和电导率测量方法具有其他方法不可比拟的优点，然而传统的 TDR 仪器价格昂贵，硬件设计方案需要一些尖端的技术和电子器件。

在 TDR 土壤水分和电导率测试仪中，土壤体积含水量是根据土壤表观介电常数计算出来的。因为电磁波沿 TDR 探针传播的速度与土壤表观介电常数的平方根成反比，在探针长度已知的情况下，可以转化为对电磁波在探针上往返传播时间的测量；土壤表观电导率则是根据入射信号与反射信号的幅度之比（即反射率，其体现了由土壤的电导引起的损耗）计算出来的。因此，与 TDR 电缆测试仪不同的是，在用于土壤水分和电导率测量的 TDR 系统中，TDR 波形的具体细节并不重要。如果能通过其他手段而不是从 TDR 波形上分析出信号的传播时间和衰减量，则传统 TDR 系统中最为复杂和昂贵的部分——高频采样示波器就可以被省略掉。

基于上面的思想，我们提出了使用高频正弦波电压作为测试信号、使用相位检测器测量信号传播时间，使用检波器测量信号衰减幅度的 TDR 实现方案。依据该方案设计的土壤水分和电导率测试仪称为基于相位检测原理的时域反射仪（Phase Detecting Principle Based Time Domain Reflectometry, P-TDR）。在 P-TDR 中，由于信号在探针末端产生的反射信号是与入射信号叠加在一起的，只是它们的传播方向相反，所以要使用环形器将它们

分离。

P-TDR 土壤水分和电导率测试仪与传统的 TDR 系统相比, 不仅省掉了捕捉 TDR 波形所需的高频采样示波器, 而且省掉了窄上升沿阶跃信号发生器和高精度时间基准, 取而代之的是锁相环正弦信号发生器、环形器、相位检测器、检波器和低频模/数转换器, 从软件算法上来说也变得相对简单。

然而 P-TDR 也有其不可忽视的缺点: 与之配套使用的探针必须经过精心的设计以尽可能减小信号在探针首端 (即从仪器内部引出的同轴电缆与探针的连接处) 的反射, 这在后续章节将进行详细的讨论, 本章研究的重点在于 P-TDR 仪器本身的软硬件设计。

我们从数学上分析 P-TDR 的工作原理, 如图 3-1 所示。图 3-1 中标出了测试信号和参考信号的传播路径, 以及在各段路径上的传播时间。

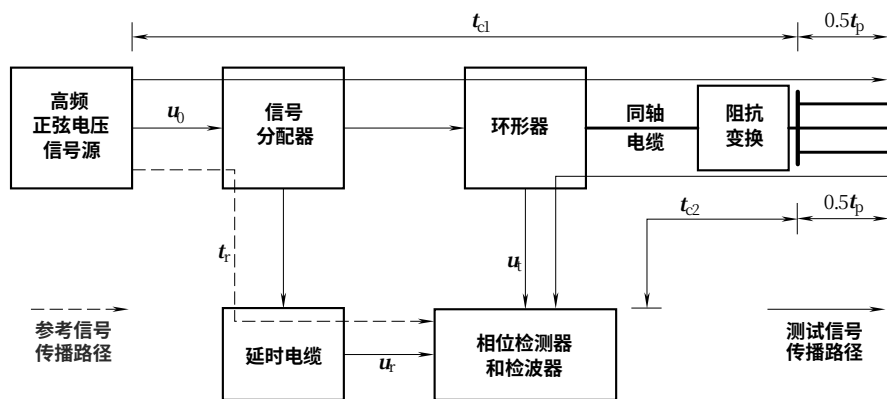


图 3-1 P-TDR 系统高频信号传播路径

锁相环 (Phase Locked Loop, PLL) 信号源产生的单一频率的正弦电压信号, 被信号分配器分成两路: 一路经过延时电缆延迟一段时间后到达相位检测器作为参考信号; 另一路通过环形器后沿同轴电缆传播到探头作为测试信号。在同轴电缆与探头的连接处有一个阻抗变换结构, 实现阻抗匹配。由于探针的末端开路, 测试信号在此发生反射, 反射信号与入射信号叠加在一起, 它们频率相同但传播的方向相反。环形器是一个三端口微波器件, 它能将沿不同方向传播的电磁波信号分离开来并从不同的端口输出。所以反射信号通过环形器后将到达相位检测器, 而不是返回到信号分

配器。

假设任意时刻 t 信号源的输入信号为

$$u_0 = A_0 \cos(\omega t + \varphi_0) \quad (3-1)$$

式中, u_0 、 A_0 、 ω 和 φ_0 分别为源信号的瞬时电压、幅度、角频率和初相位。

沿不同路径传播到相位检测器的测试信号 u_i 和参考信号 u_r , 它们的传播时间分别为 t_i 和 t_r , 其相位比源信号分别落后 ωt_i 和 ωt_r , 则在 t 时刻它们的瞬时电压分别为:

$$u_i = A_i \cos(\omega t + \varphi_0 - \omega t_i) \quad (3-2)$$

$$u_r = A_r \cos(\omega t + \varphi_0 - \omega t_r) \quad (3-3)$$

式中, u_i 、 A_i 和 t_i 分别为测试信号的瞬时电压、幅度和从信号源到相位检测器的传播时间; u_r 、 A_r 和 t_r 分别为参考信号的瞬时电压、幅度和从信号源到相位检测器的传播时间。

因此相位检测器的两个输入信号的相位差为:

$$\Delta\varphi = \omega t_i - \omega t_r = \omega(t_i - t_r) \quad (3-4)$$

测试信号的传播时间 t_i 在逻辑上可分为两个部分: 在同轴电缆及仪器内部电路板上传播的时间 t_c , 和在探针上往返传播的时间 t_p (见图 3-1)。其中后者是我们主要关注的时间, 它与探针周围土壤的含水量有关; 而前者则仅与仪器本身有关。

式 (3-4) 可改写为:

$$\Delta\varphi = \omega t_p + \omega t_c - \omega t_r \quad (3-5)$$

$$t_c - t_r = \frac{\Delta\varphi}{\omega} - t_p \quad (3-6)$$

$$t_p = \frac{\Delta\varphi}{\omega} - (t_c - t_r) \quad (3-7)$$

式 (3-6) 和式 (3-7) 中 t_c 、 t_r 的大小仅取决于 P-TDR 仪器本身的结构和电路参数, 以及连接仪器与探头的同轴电缆的长度, 一旦仪器的物理结构确定下来, 这个时间就是不变的常量。将探针的三根不锈钢棒取下来 (这样 t_p 就等于 0), 通过测量相位差并根据式 (3-6) 就可以确定 $(t_c - t_r)$ 的大小, 将其作为参数保存到 P-TDR 仪器的存储器中。再将不锈钢棒附着

到探头上并插入土壤中，根据测得的相位差和测试信号的频率就可以由式(3-7)计算出信号沿探针传播的时间。

用这样的方法测量时间能够得到很高的精度，假设测试信号的频率为 $f = 400\text{MHz}$ [即 $\omega = 400 \times 2\pi(\text{rad/s})$]，其周期 $T = 2.5\text{ns}$ ，如果不考虑其他因素的影响，当相位差 $\Delta\varphi$ 测量的精度为 1° [即 $2\pi/360(\text{rad})$]时，时间测量的精度可达到 6.9ps 。

基于相位检测原理的 P-TDR 系统总体设计方案如图 3-2 所示。系统主要由高频部分、低频部分和探头三个部分组成。高频电路中的信号源用来产生高频正弦波电压信号，其输出信号的频率在 $320 \sim 480\text{MHz}$ 之间可调，由微处理器控制；环形器将探针末端反射回来的信号与入射信号分离；相位检测器将反射信号与参考信号之间的相位差转换为与之成比例的直流电压信号；检波器将反射信号和参考信号各自的幅度转换为与之成比例的直流电压信号。

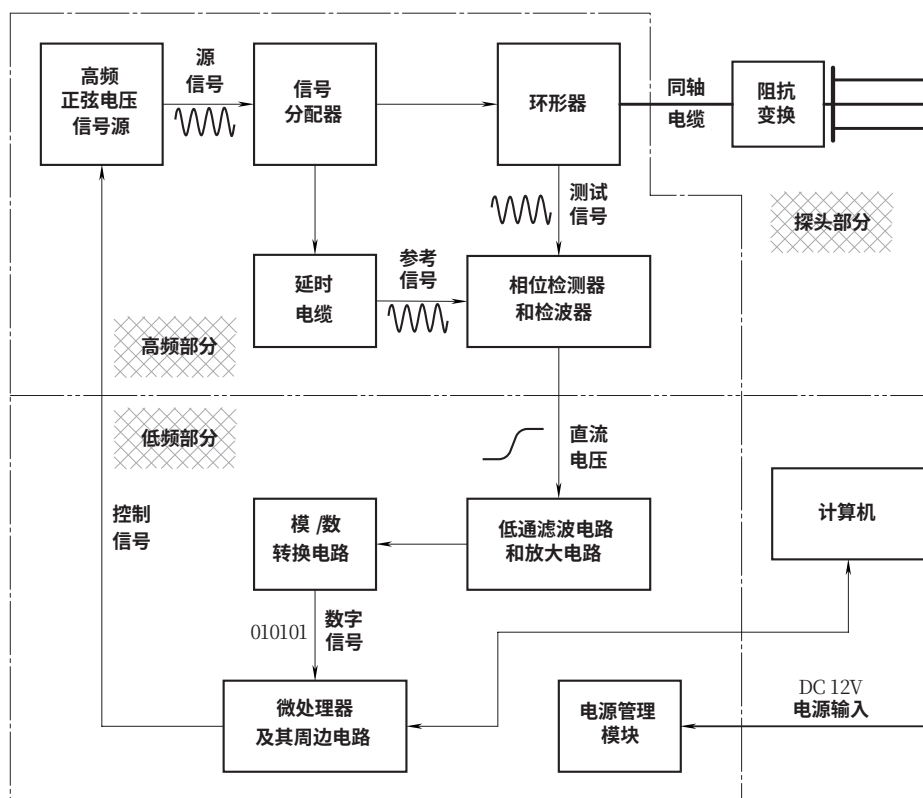


图 3-2 P-TDR 系统总体设计方案

低频部分的模/数转换电路将相位检测器和检波器的输出电压数字化并送入微处理器；微处理器根据相位差计算出电磁波在探针上往返传播的时间，再根据事先设置的标定公式计算出土壤体积含水量和电导率。P-TDR 探头由三根平行的不锈钢棒构成（棒长 150mm、直径 4mm、相邻两棒中心间距 20mm），通过特征阻抗为 50Ω 的同轴电缆与 P-TDR 主机连接。在传感器设计上，三根不锈钢棒都覆盖了 1mm 厚的 PVC 涂层，以使探头在土壤中的特征阻抗接近 50Ω ，这样能减少信号在探针首端的反射，从而提高测量精度。

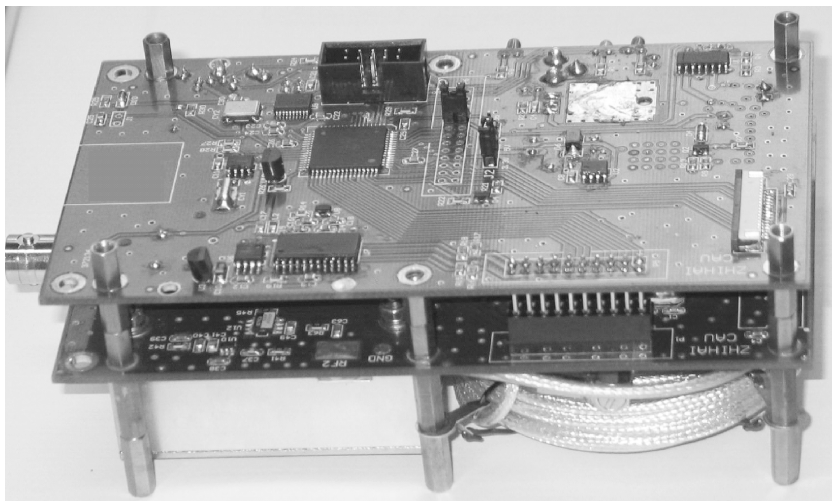


图 3-3 P-TDR 土壤水分和电导率测试仪硬件实物

3.2 P-TDR 系统硬件设计

P-TDR 土壤水分和电导率测试仪硬件实物如图 3-3 所示，下面对其中各个部分的设计进行介绍。

3.2.1 高频正弦电压信号源设计

图 3-4 所示为高频正弦电压信号源的原理框图，其核心是锁相环（PLL，图中点划线框内部分）和压控振荡器（VCO）。

因为 P-TDR 的时间测量精度与测试信号的频率稳定性有较大关系，所以这里采用了高精度高稳定的温补晶振作为频率基准。温补晶振输出频率为

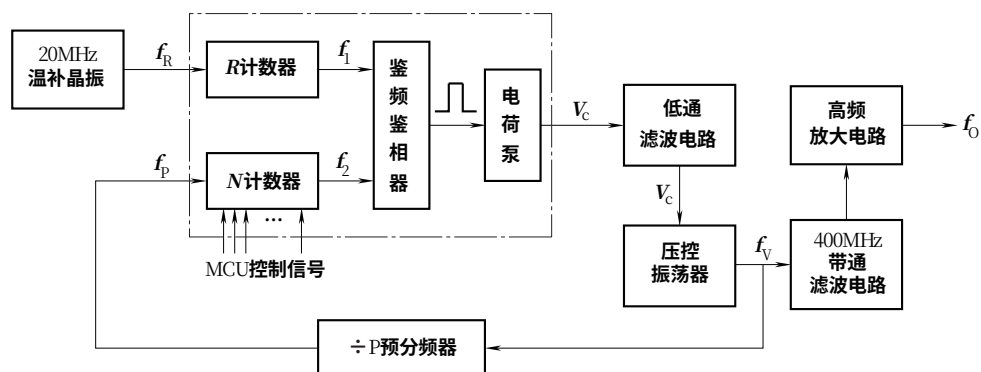


图 3-4 高频正弦电压信号源的原理框图

$f_R = 20\text{MHz}$ 的方波信号，经 R 计数器分频后频率变为 f_1 输入到鉴频鉴相器。 R 计数器的分频系数由拨码开关设定为 8192，所以有：

$$f_1 = \frac{f_R}{R} = \frac{20\text{MHz}}{8192} \approx 2.44\text{kHz} \quad (3-8)$$

压控振荡器产生频率为 f_v 的信号经过预分频器变为 $f_p = f_v/P$ ，再经 N 计数器分频后频率变为 f_2 ，也输入到鉴频鉴相器。其中预分频器的分频系数是一个固定值 $P = 64$ ， N 计数器是一个 14 位计数器，其高 4 位由拨码开关设定为 0010（二进制数），低 10 位可由微处理器任意设置，所以 N 计数器的分频系数取值范围为 $N = 2048 \sim 3071$ 。 f_2 与 f_v 的关系为

$$f_2 = \frac{f_p}{N} = \frac{f_v}{P \cdot N} \quad (3-9)$$

鉴频鉴相器对两个输入信号的频率 f_1 和 f_2 进行比较，根据它们的大小关系输出不同的电压脉冲，而电荷泵对电压脉冲进行积分得到直流电压 V_c ，该电压经过低通滤波电路滤波后输入到压控振荡器控制其输出频率 f_v 的大小。

当 $f_1 > f_2$ 时，鉴频器输出正的电压脉冲，电荷泵对正电压脉冲积分使得其输出电压 V_c 升高，压控振荡器的输出 f_v 变大，导致 f_2 也变大；当 $f_1 < f_2$ 时，鉴频器输出负的电压脉冲，电荷泵对负电压脉冲积分使得其输出电压 V_c 降低，压控振荡器的输出 f_v 变小，导致 f_2 也变小。这样的反馈过程经过反复调整直到 $f_1 = f_2$ 。

当 $f_1 = f_2$ 时，鉴频器的输出为零，电荷泵电压不再变化，压控振荡器的输出 f_v 不再变化， f_2 也就不再变化，整个闭合环路达到“锁定”状态。每

次微处理器改变 N 计数器的分频系数后，都要经过一个重新锁定的过程。

在“锁定”状态时有 $f_1 = f_2$ ，根据式 (3-8) 和式 (3-9) 可得式 (3-10)：

$$f_1 = \frac{f_R}{R} = f_2 = \frac{f_P}{N} = \frac{f_V}{P \cdot N} \quad (3-10)$$

由式 (3-10) 可得式 (3-11)

$$f_V = P \cdot N \cdot \frac{f_R}{R} \quad (3-11)$$

式 (3-11) 中各物理量的取值（或取值范围）为： f_V 的变化范围为 320 到 480MHz，P-TDR 土壤水分和电导率测试仪使用的频率约为 400MHz。分频系数 N 的最小变化量为 1，所以 f_V 的最小变化步长为 0.15625MHz。

一般压控振荡器的输出信号含有较多的谐波成分，且信号幅度较小，所以还需要通过 400MHz 带通滤波电路将其谐波滤掉，使信号变为单一频率的正弦信号，再通过高频放大电路将其幅度变为合适的大小。Agilent 公司的 Infiniium 54853A 型高频数字示波器采集的电路上各点信号波形如图 3-5 ~ 图 3-8 所示。

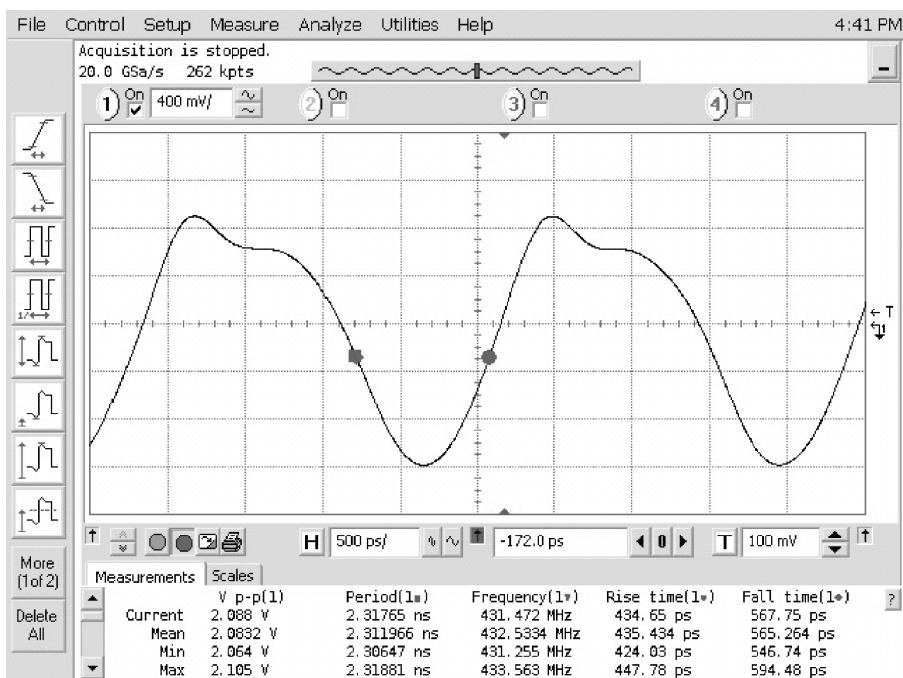


图 3-5 压控振荡器输出信号波形

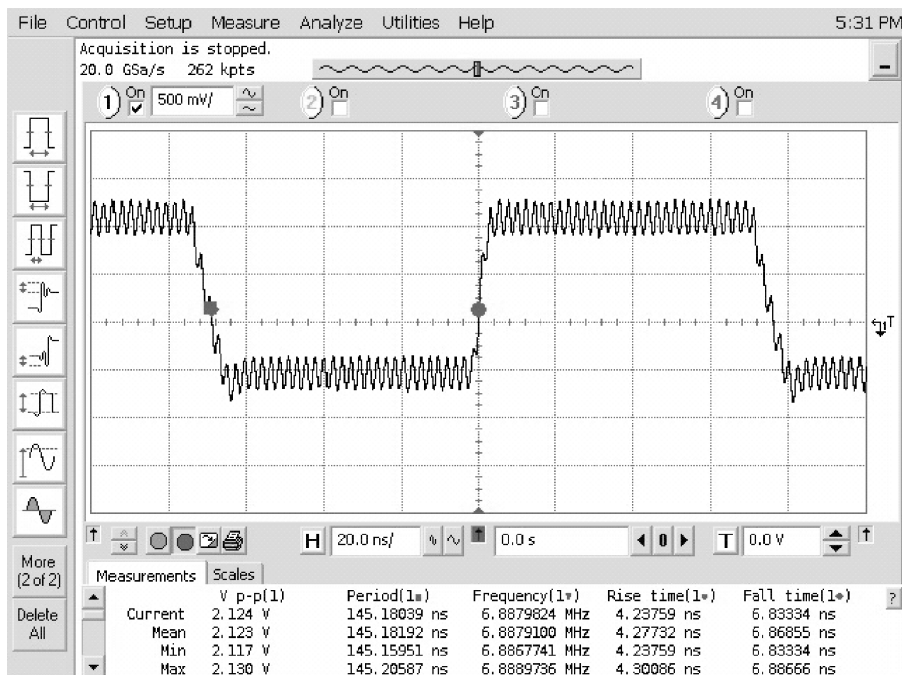


图 3-6 预分频器输出信号波形

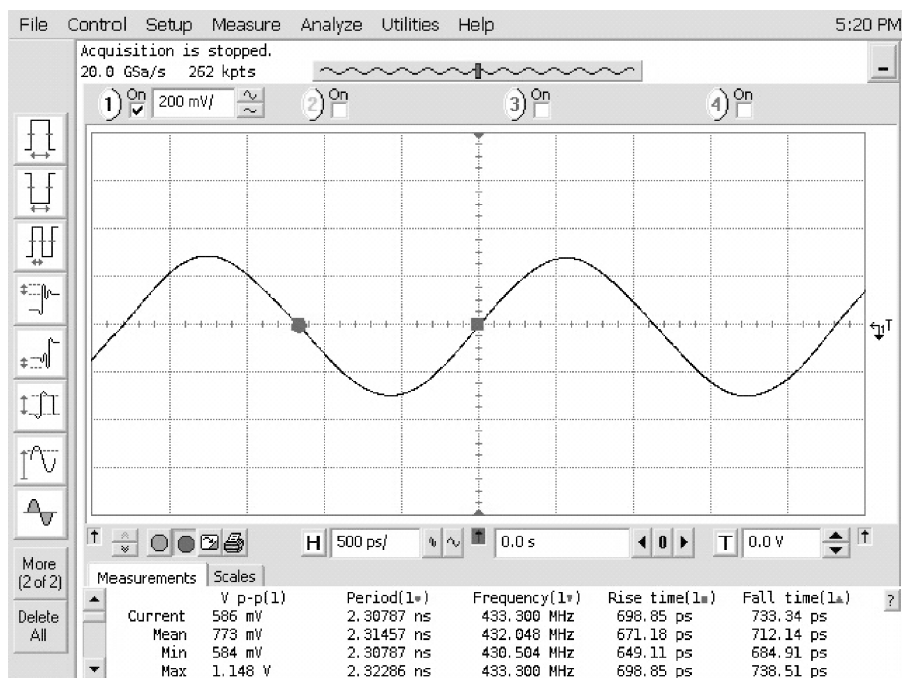


图 3-7 400MHz 带通滤波器输出信号波形

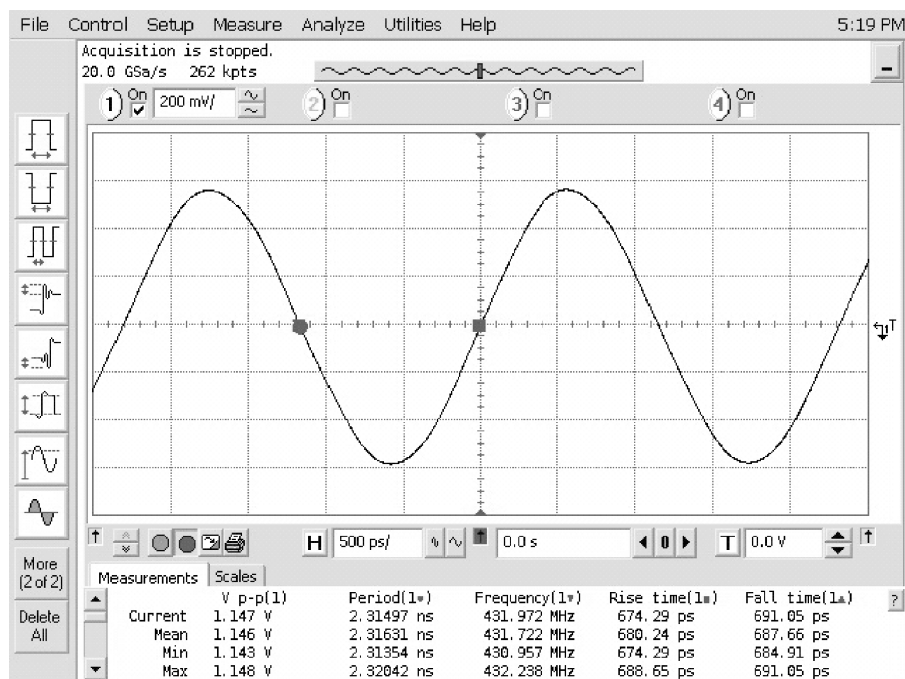


图 3-8 高频放大器输出信号波形

压控振荡器的谐波抑制比是一个很重要的参数。如果谐波抑制比较小，则测试信号从探头末端反射回来时，由于基波和谐波的衰减量不一样，可能会使得谐波与基波的幅度之比增大，导致反射信号畸变，影响相位差测量的精度。P-TDR 系统设计的早期曾出现过这样的问题，后来通过更换谐波抑制比较大的压控振荡器解决了这一问题。更换压控振荡器之前和之后，使用高频数字示波器采集的入射信号和反射信号的波形如图 3-9 和图 3-10 所示。从图中可以看出，在入射信号波形相同的情况下，更换压控振荡器之前的反射信号有明显的畸变，而更换压控振荡器之后得到了很好的改善。

3.2.2 铁氧体环形器简介

在第 2 章里，我们所讨论的电磁场和电磁波的传播都是在各向同性的介质中的，但实际上还有各种电各向异性（介电常数为张量）和磁各向异性（磁导率为张量）的材料。

应用于微波的最为实用的各向异性材料是亚铁磁性复合材料，诸如钇铁石榴石（YIG）和由铁氧化物与各种其他元素（如铝、钴、镁和镍）构成的铁氧体。与铁磁性材料（如铁和钢）相比，亚铁磁性材料在微波频率下有高

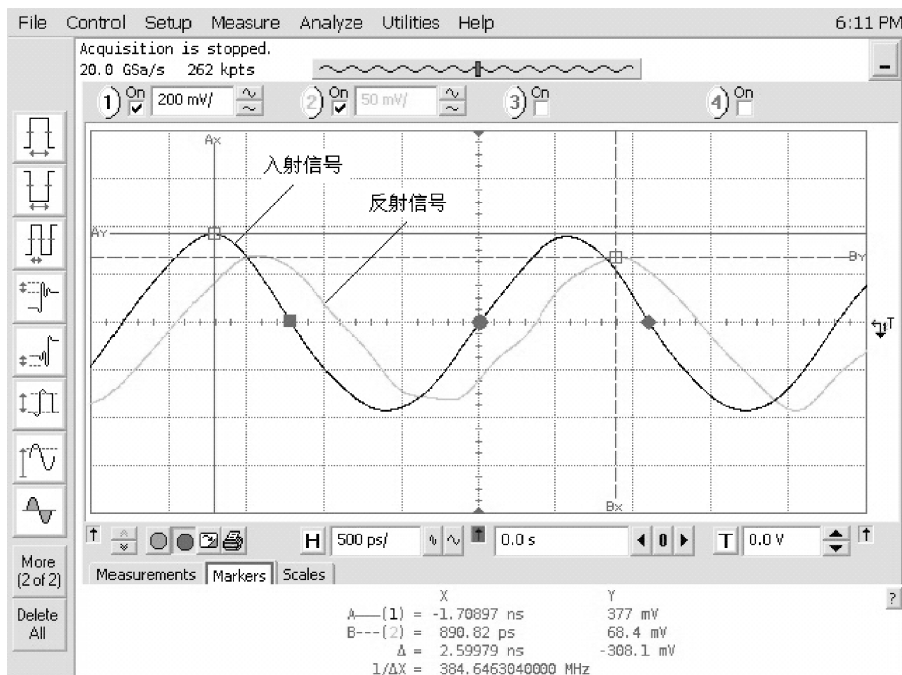


图 3-9 使用普通压控振荡器时的入射与反射信号波形

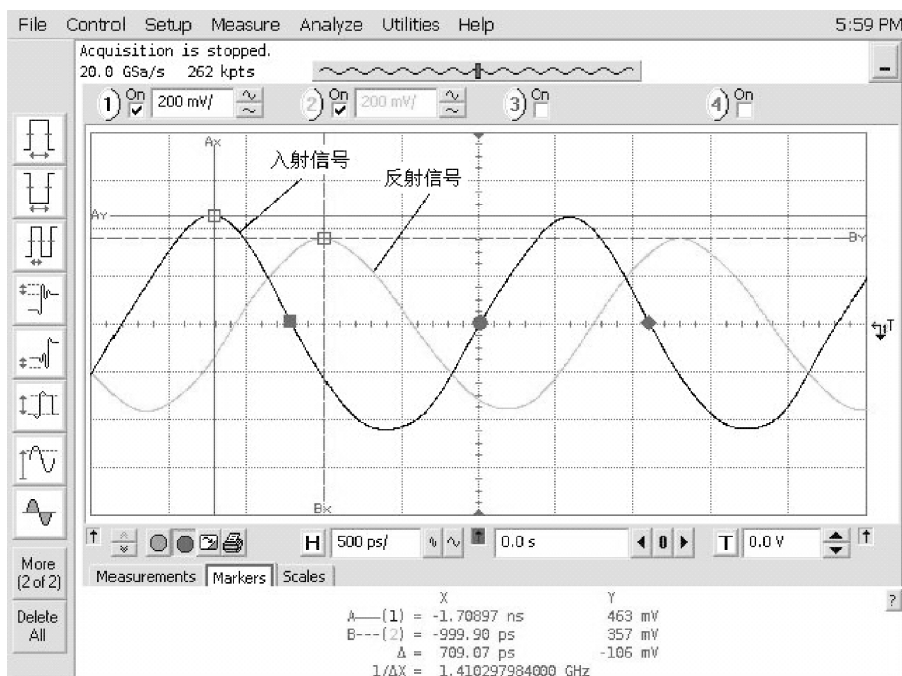


图 3-10 使用高谐波抑制比压控振荡器时的入射与反射信号波形

的电阻率和可观的各向异性量值。亚铁磁性材料的磁各向异性是由外加的直流偏置磁场所诱导的，该磁场使亚铁磁性材料中的磁偶极子循同一方向排列，从而产生合成（非零）的磁偶极矩，并使磁偶极子在由偏置磁场强度所控制的频率下做进动。与进动同一方向上的一个圆极化的微波信号将与偶极矩发生强烈的相互作用，而一个相反极化的场将发生较弱的相互作用。因此，对于给定的旋转方向，极化的含意将随传播方向的改变而改变，微波信号通过一个铁氧体的传播特性在不同方向上是不同的，该效应可用来制成方向性器件。

如图 3-11a 所示，环形器是三端口器件，经过它的电磁波信号可以从端口①到端口②、从端口②到端口③以及从端口③到端口①导通，而不可能是反方向的。

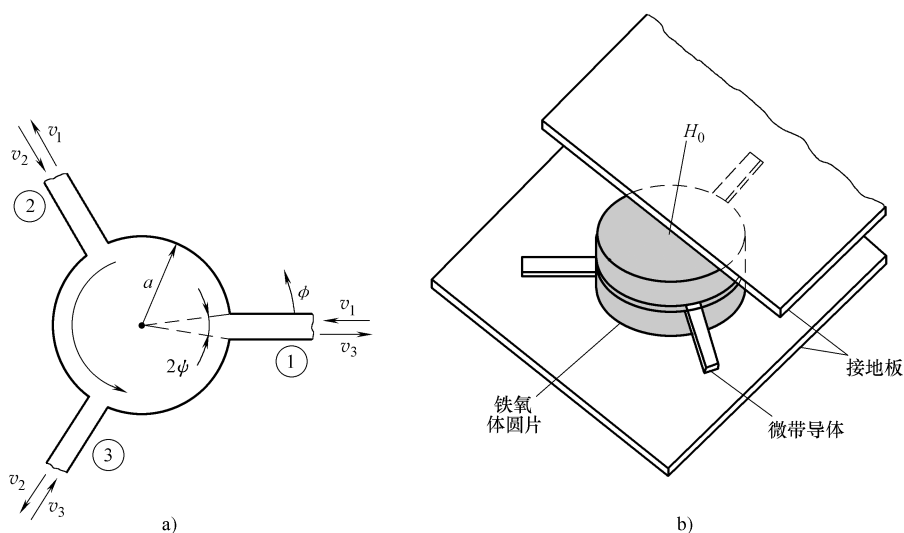


图 3-11 铁氧体环形器信号流与结构示意图

在 P-TDR 系统中，测试信号从环形器的端口①输入，从端口②输出，经过同轴电缆达到探头，在探头的末端被反射回来；反射信号从环形器的端口②输入，就只能从端口③输出到达相位检测器和检波器；由于在环形器的端口③进行了阻抗匹配设计，所以这里不会产生反射，也就没有信号会从环形器的端口③输入。

反射信号与入射信号在探头和同轴电缆上是叠加在一起的，但通过环

形器后就被分离出来了。此外，环形器还起到了将反射信号与信号源进行隔离的作用。

微带线结型环形器的几何结构如图 3-11b 所示。两个铁氧体圆片填塞在中央金属圆盘和两个微带接地平面之间的空间中；三条微带导线与中央圆盘的边缘相连，每两条相隔 120° ，构成环形器的三个端口；恒磁偏置场施加在接地平面的法线方向。

环形器的具体工作原理涉及到复杂的微波理论知识，相关的讨论可查阅本书的参考文献。

3.2.3 相位检测器工作原理

相位检测器的功能主要是将输入的测试信号与参考信号二者之间的相位差转换成与之相关的直流信号，以使用模/数转换器将其数字化后供微处理器计算测试信号在探头上传播的时间。这里测试信号与参考信号为同频率的正弦电压信号，它们的相位不一样。

相位检测的方法有很多种，一般可分为数字检测方法和模拟检测方法两大类。数字检测方法的基本思路是用高速模/数转换器将待检测信号数字化，然后在数字信号处理器（DSP）或微处理器中使用相关计算或过零检测等方法计算两个待测信号的相位差。数字检测方法的缺点是其适用的信号频率有限，因为根据采样定理要求模/数转换采样的频率至少为待测信号频率的 2 倍，为了得到足够的相位测量精度就要求采样频率比待测信号频率高很多。这对于 P-TDR 系统中使用的 400MHz 的测试信号来说显然不现实，所以我们采用了模拟检测方法。P-TDR 中使用的相位检测器原理框图如图 3-12 所示，其中符号 $\otimes$ 代表的是模拟乘法器，其输出信号是两个输入信号的乘积。

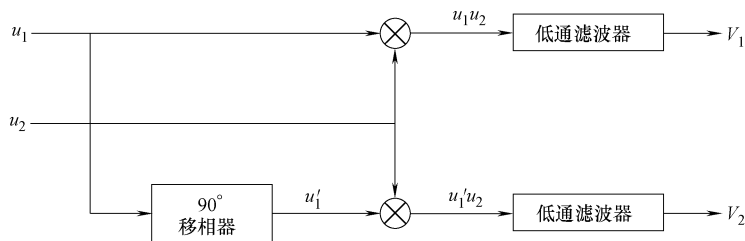


图 3-12 相位检测器原理框图

假设输入信号 u_1 、 u_2 分别如式 (3-12) 和式 (3-13) 所示:

$$u_1 = U_1 \cos(\omega t + \varphi_1) \quad (3-12)$$

$$u_2 = U_2 \cos(\omega t + \varphi_2) \quad (3-13)$$

式中, ω 为信号角频率; U_1 、 U_2 和 φ_1 、 φ_2 分别是两个信号的幅值和初相位。它们的乘积为:

$$\begin{aligned} u_1 u_2 &= U_1 U_2 \cos(\omega t + \varphi_1) \cos(\omega t + \varphi_2) \\ &= \frac{U_1 U_2}{2} \cos(\varphi_1 - \varphi_2) + \frac{U_1 U_2}{2} \cos(2\omega t + \varphi_1 + \varphi_2) \end{aligned} \quad (3-14)$$

式 (3-14) 中第一项为直流分量, 其大小与 u_1 、 u_2 的幅值和相位差有关; 第二项为二次谐波信号。使用低通滤波器对乘法器的输出进行滤波后可得直流电压 V_1 , 即

$$V_1 = \frac{U_1 U_2}{2} \cos(\varphi_1 - \varphi_2) \quad (3-15)$$

这里 V_1 虽然与两个信号的相位差有关, 但也与它们的幅值有关, 当相位不变而信号幅值变化时, V_1 也会发生改变, 这就给直接从 V_1 得到相位差 ($\varphi_1 - \varphi_2$) 带来了困难。为了解决这一问题, 可以使用移相器将信号 u_1 的相位改变 90° 变为 u'_1 后再与 u_2 一起送入第二个乘法器, 式 (3-16) 为 u_1 相位改变 90° 变为 u'_1 :

$$u'_1 = u_1 \cos(\omega t + \varphi_1 - 90^\circ) = u_1 \sin(\omega t + \varphi_1) \quad (3-16)$$

将 u'_1 代入式 (3-14) 后得式 (3-17):

$$\begin{aligned} u'_1 u_2 &= U_1 U_2 \sin(\omega t + \varphi_1) \cos(\omega t + \varphi_2) \\ &= \frac{U_1 U_2}{2} \sin(\varphi_1 - \varphi_2) + \frac{U_1 U_2}{2} \sin(2\omega t + \varphi_1 + \varphi_2) \end{aligned} \quad (3-17)$$

同样, 式 (3-17) 中第一项为直流分量, 第二项为二次谐波信号。使用低通滤波器对第二个乘法器的输出进行滤波后可得直流电压 V_2 , 即

$$V_2 = \frac{U_1 U_2}{2} \sin(\varphi_1 - \varphi_2) \quad (3-18)$$

式 (3-18) 除以式 (3-15) 可得式 (3-20):

$$\frac{V_2}{V_1} = \frac{\sin(\varphi_1 - \varphi_2)}{\cos(\varphi_1 - \varphi_2)} = \tan(\varphi_1 - \varphi_2) \quad (3-19)$$

$$\varphi_1 - \varphi_2 = \arctan\left(\frac{V_2}{V_1}\right) \quad (3-20)$$

根据式 (3-20) 以及 V_1 和 V_2 的正负号就可以计算出相位差 $\varphi_1 - \varphi_2$ ，计算结果在 $-180^\circ \sim +180^\circ$ 之间，再确定该相位差的整周期数，即可测量出任意范围的相位差。

需要说明的是，相位检测器的输出仅仅是直流电压信号 V_1 和 V_2 ，根据 V_1 和 V_2 计算相位差的工作是用微处理器软件完成的。

3.2.4 检波器工作原理

在低频率下使用的经典 PN 结二极管通常有相对较大的结电容，而肖特基二极管以半导体-金属结为依托，有低得多的结电容，这种类型的二极管最早应用于输入信号的频率变换。

通常，肖特基二极管可以看作是一个非线性电阻，其 V - I 特性可用式 (3-21) 描述：

$$I(V) = I_s(e^{\alpha V} - 1) \quad (3-21)$$

式中， $\alpha = q/(nkT)$ ； q 是电子电荷； k 是波尔兹曼常数； n 是理想化因子； I_s 是饱和电流。一般来说， I_s 在 $10^{-6} \sim 10^{-15}$ 之间，当温度 $T = 290\text{K}$ ， $\alpha = q/(nkT)$ 近似为 $1/25\text{mV}$ 。理想化因子 n 与二极管自身的结构有关，其值可以从 1.2（对肖特基二极管）~ 约 2.0（对点接触硅二极管）。根据式 (3-21) 所描绘的肖特基二极管 V - I 特性如图 3-13 所示。

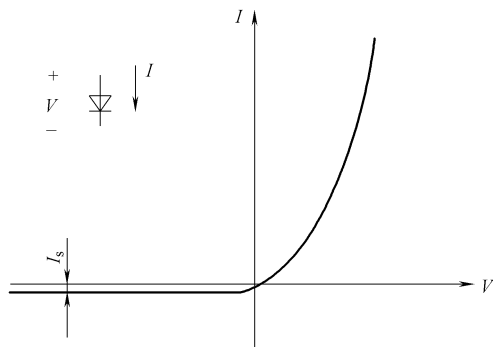


图 3-13 肖特基二极管的 V - I 特性

1. 二极管的小信号近似

为了进行小信号分析，假设二极管的端电压 V 为直流偏置电压 V_0 与一个小信号射频电压 v 之和，如式 (3-22) 所示：

$$V = V_0 + v \quad (3-22)$$

将式 (3-22) 代入式 (3-21) 并对 V_0 做泰勒级数展开如下, 得

$$I = I(V_0 + v) = I_0 + v \left. \frac{dI}{dV} \right|_{V_0} + \frac{1}{2} v^2 \left. \frac{d^2 I}{d^2 V} \right|_{V_0} + \cdots \quad (3-23)$$

式中, I_0 是直流偏置电流, 其大小为

$$I_0 = I(V_0) = I_s (e^{\alpha V_0} - 1) \quad (3-24)$$

式 (3-23) 中的一阶导数对应于二极管的动态电导 G_d , 即结电阻 R_j 的倒数。计算可得

$$\left. \frac{dI}{dV} \right|_{V_0} = \alpha I_s e^{\alpha V_0} = \alpha (I_0 + I_s) = G_d = \frac{1}{R_j} \quad (3-25)$$

其二阶导数为

$$\left. \frac{d^2 I}{d^2 V} \right|_{V_0} = \left. \frac{dG_d}{dV} \right|_{V_0} = \alpha^2 I_s e^{\alpha V_0} = \alpha^2 (I_0 + I_s) = \alpha G_d = G'_d \quad (3-26)$$

式 (3-23) 可改写成直流偏置电流 I_0 和交流电流 i 之和如式 (3-27) 所示:

$$I(V) = I_0 + i = I_0 + v G_d + \frac{v^2}{2} G'_d + \cdots \quad (3-27)$$

式 (3-27) 中的二极管电流的三项近似称为小信号近似 (small-signal approximation), 这对于大多数应用目的是适用的。

小信号近似是以式 (3-21) 的直流伏安特性为基础的, 并且表明二极管的等效电路将包括一个非线性电阻。然而, 在实际中, 二极管的交流特性还包括由二极管的结构与包装导致的电抗效应。如图 3-14 所示为二极管检波器

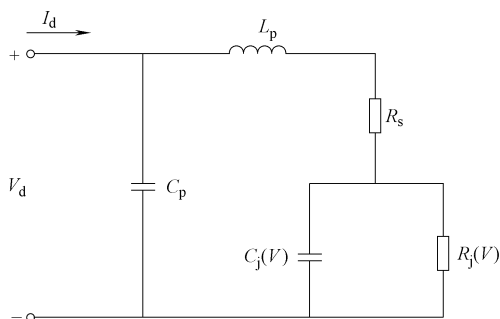


图 3-14 二极管检波器的典型等效交流电路模型

的典型等效交流电路模型。二极管包装的引线 with 接触形成一个串联电感 L_p 和并联电容 C_p 。图中的串联电阻 R_s 考虑了接触电阻和电流泄露电阻。 C_j 和 R_j 分别是结电容和结电阻，他们与直流偏置有关。

2. 二极管检波器

二极管可将输入射频信号的功率按比例转换为直流输出电流，用于处理未调制射频信号并将其转换为直流输出信号的检波电路也可称为整流器。考虑二极管电压由直流偏置电压 V_0 和角频率为 ω 、幅度为 v_m 的小信号射频电压组成，如式 (3-28) 所示：

$$V = V_0 + v_m \cos \omega t \quad (3-28)$$

则把式 (3-28) 代入式 (3-27)，可得式 (3-29)，二极管电流为

$$I = I_0 + v_m G_d \cos \omega t + \frac{v_m^2}{2} G'_d \cos^2 \omega t \quad (3-29)$$

利用三角公式将式 (3-29) 的最后一项展开得

$$I = I_0 + \frac{v_m^2}{4} G'_d + v_m G_d \cos \omega t + \frac{v_m^2}{4} G'_d \cos 2\omega t \quad (3-30)$$

若在二极管的输出端加一低通滤波器，滤去输出信号中的基波项 ω 、二次谐波项 2ω 及其他高次谐波项，则输出电流中就只剩下直流分量，见式 (3-31)

$$I_{DC} = I_0 + \frac{v_m^2}{4} G'_d \quad (3-31)$$

式中， I_0 是直流偏置电流； $\frac{v_m^2}{4} G'_d$ 是直流整流电流，与射频输入电压幅度的平方（即功率）成正比，称为平方律检波。

平方律性质是检波二极管的通常工作条件，但只在输入功率在有限范围内才能获得。假如输入功率太大，就不可应用小信号条件，且输出将变得饱和并近似为一条直线，然后是恒定的 i 对 P 的特性。在很低的信号电平下，输入信号将消失在噪声本底中。典型二极管检波器的 v_{out} 随 P_{in} 变化的特性如图 3-15 所示，其中输出电压 v_{out} 可考虑为与二极管串联的电阻上的电压降。

3.2.5 微处理器及其外围电路设计

P-TDR 土壤水分和电导率测试仪的微处理器及其外围电路功能框图如图

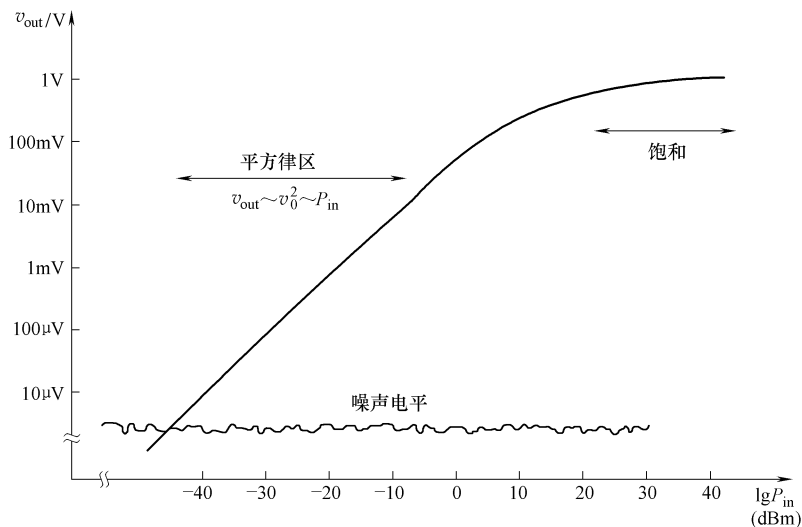


图 3-15 典型二极管检波器的 v_{out} 随 P_{in} 变化的特性

3-16 所示，主要包括微处理器、模/数转换电路、实时时钟、FLASH 存储器、键盘管理电路、LCD 显示模块、电源管理模块和 USB 通信接口电路。

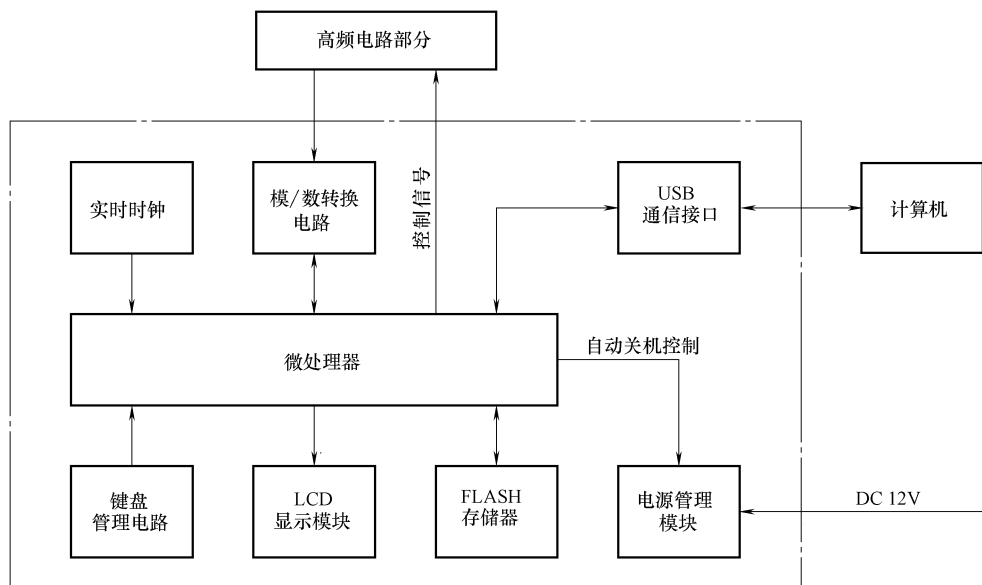


图 3-16 微处理器及其外围电路功能框图

微处理器采用 Atmel 公司的 ATmega128 芯片，这是一种高性能、低功耗的 AVR 单片机，采用精简指令集结构，多数指令为当周期指令，在时钟频率为 16MHz 时指令执行速度可达 16MIPS。ATmega128 单片机内部有 128KB 可编程序存储器、4KB 数据存储器（RAM）和 4KB 的 EEPROM 存储器，另外还支持 64KB 的外部数据 RAM，其内部 EEPROM 可用来保存 P-TDR 系统的各种工作参数和土壤水分、电导率标定公式。ATmega128 有丰富的外设和各种接口，包括 4 个 16 位定时器，1 个 SPI 接口、一个 IIC 接口和 2 个 UART 异步串行接口。ATmega128 采用 64 脚 TQFP 贴片封装。

模/数转换电路的主要功能是将相位检测器和检波器输出的直流模拟信号转换为数字信号，包括模/数转换器、RC 低通滤波电路、低频放大电路和电压基准，如图 3-17 所示。

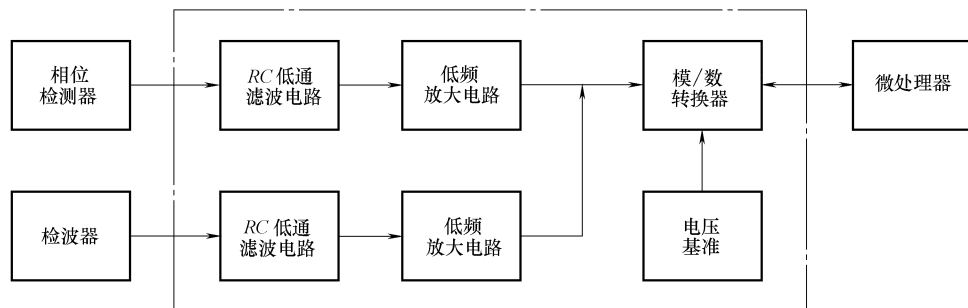


图 3-17 模/数转换电路功能框图

RC 低通滤波电路的作用是将相位检测器和检波器输出信号中的交流成分滤去，仅保留反映反射信号和参考信号的相位差及它们各自幅值的直流电压，这里使用由电阻、电容组成的无源 RC 滤波电路。

低频放大电路将低通滤波器的输出放大到合适的大小，以使用模/数转换器转换成数字量后能得到较高的精度，使用精密集成运放芯片 AD623。AD623 可通过一个外部电阻设定放大倍数，设定范围为 1 ~ 1000 倍，在 0.05 ~ 4.5V 的输出范围内增益误差小于 0.1%，温漂典型值为 50ppm[⊖]/℃。AD623 还可在其参考输入端外加一个直流电压对输入的信号进行电压平移。因为相位检测器的输出电压有可能是负值，所以这里使用 AD623 的这一功能将相位检测器的输出向上平移了 2.5V 以保证到达模/数转换器的电压为正值。

⊖ppm: part per million, 百万分之一。

电压基准是模/数转换器将模拟电压转换为数字信号的标准,其精度和温漂对模/数转换电路的总体性能影响很大。这里采用的是精密电压基准芯片 LM4040,其输出电压为 4.096V,初始精度为 0.1%,温漂不大于 100ppm/°C (即温度变化 10°C 时其输出电压的变化不超过 0.1%)。

模/数转换器是模/数转换电路的核心,主要完成将相位检测器和检波器输出的模拟信号转换为数字信号的工作。这里采用了 14 位芯片 TLC3548,可接受 8 通道 0~4.096V 的模拟电压输入,其最大采样率为 200kSPS (即每秒可转换 200000 次),最大转换误差为 5LSB,当电压基准为 4.096V 时,最大误差为 1.25mV。

实时时钟电路为系统提供日期和时间,以便对土壤水分和电导率按指定日程进行连续监测,并为测量的数据加上时间戳。这里采用的是 ISL1208 芯片,其内部有时钟频率补偿机制,计时精度可达 1min/y (分钟/年)。

在某些应用中,需要将测量的数据保存下来以供将来分析和使用,所以需要采用容量较大的 FLASH 存储器,保存于其中的数据在系统断电后不会丢失。这里采用的是 AT45DB161 芯片,其容量为 2MB,最多可保存 10000 次测量的数据。它通过 SPI 接口与微处理器相连,读、写一次测量数据的时间分别约为 1ms 和 10ms。

键盘与 LCD 显示模块一起提供了对 P-TDR 系统进行操作和查看的人机界面,P-TDR 系统既可使用其外壳上的薄膜开关按键,也可使用标准 PC 键盘。

3.3 P-TDR 系统软件设计

P-TDR 系统的软件运行于微处理器上,其主要功能是:通过模/数转换电路获取入射信号与反射信号的相位差和电压幅度,计算电磁波信号在传感器探针上传播的时间和信号的衰减量,通过校正公式得到土壤体积含水量和电导率;通过 LCD 显示模块和键盘提供人机界面,显示土壤水分和电导率测量结果以及系统工作状态,并设置各种工作参数;将测量结果保存到 FLASH 存储器以便以后查看和上传到计算机;与计算机通信,以便通过计算机来设置系统参数和将测量数据上传到计算机作进一步的分析处理。P-TDR 土壤水分和电导率测量系统软件工作流程图如图 3-18 所示。

通常根据相位检测器的输出只能得到 $-180^\circ \sim 180^\circ$ 之间的相位差,因为对于任意相位差 $\Delta\varphi$ 和与之相差若干个周期的相位差 $360^\circ n + \Delta\varphi$ 来说,相位检测器的

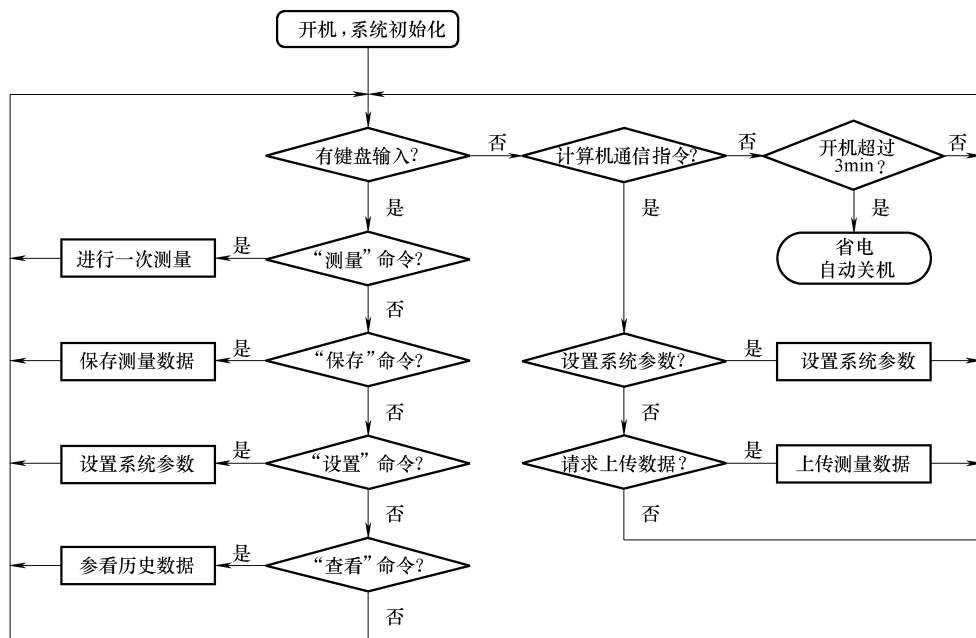


图 3-18 P-TDR 土壤水分和电导率测量系统软件工作流程图

输出是相同的。为了解决这种整周期数不确定的问题，可以采取如下方法：使信号源的输出频率改变一个较小的值 $\Delta\omega$ ，假设这样引起的相位差的变化为 $\Delta\theta$ ，即在信号频率为 ω 和 $\omega + \Delta\omega$ 时对应的相位差分别为 $\Delta\varphi$ 和 $\Delta\varphi + \Delta\theta$ ，因为其他条件未变，所以在这两种情况下 t_i 、 t_r 的值是相同的，根据式 (3-4) 可得：

$$\frac{\Delta\varphi + \Delta\theta}{\Delta\varphi} = \frac{(\omega + \Delta\omega)(t_i - t_r)}{\omega(t_i - t_r)} = \frac{\omega + \Delta\omega}{\omega} \quad (3-32)$$

$$\frac{\Delta\varphi}{\Delta\theta} = \frac{\omega}{\Delta\omega} \quad (3-33)$$

因为 $\Delta\omega$ 很小，所以 $\Delta\theta$ 的值也很小（在 -180° 到 180° 之间）； $\Delta\omega$ 可根据实际需要取正值和负值，所以 $\Delta\theta$ 也可为正可为负。这样，通过对 $\Delta\omega$ 的值进行适当的选择就能保证 $\Delta\varphi$ 和 $\Delta\varphi + \Delta\theta$ 有相同的整周期数，那么 $\Delta\theta$ 就没有整周期数不确定的问题（其整周期数为0）。 $\Delta\theta$ 的值确定后，由 ω 和 $\Delta\omega$ 的值就可以再根据式 (3-33) 计算出 $\Delta\phi$ 的准确值。

3.4 信号传播时间测量实验

基于 TDR 原理的土壤水分测试仪本质上是测量信号在探针上传播的时

间，其时间测量的精度决定了土壤含水量测量的精度。为了验证 P-TDR 系统测试时间的准确性，我们在同轴电缆中进行了测试。将一段长度约为 1200mm 同轴电缆（相对介电常数为 2.04），一端通过 BNC 接头连接到 P-TDR 的信号输出接头，另一端开路。测试信号沿同轴电缆传播，在其末端被反射回来，相位检测器和微处理器测量出信号沿探针传播的时间。将被测的同轴电缆一点点剪短，用游标卡尺测量并记录被剪下电缆的长度，信号在同轴电缆中传播的时间理论值可由式（3-34）计算得到：

$$t = \frac{2L}{c \sqrt{\kappa_c}} \quad (3-34)$$

其中， L 为同轴电缆长度， c 为电磁波在真空中传播的速度， κ_c 为同轴电缆的相对介电常数。

最终得到 P-TDR 系统测量的时间、理论计算的时间与同轴电缆长度的关系如图 3-19 所示。

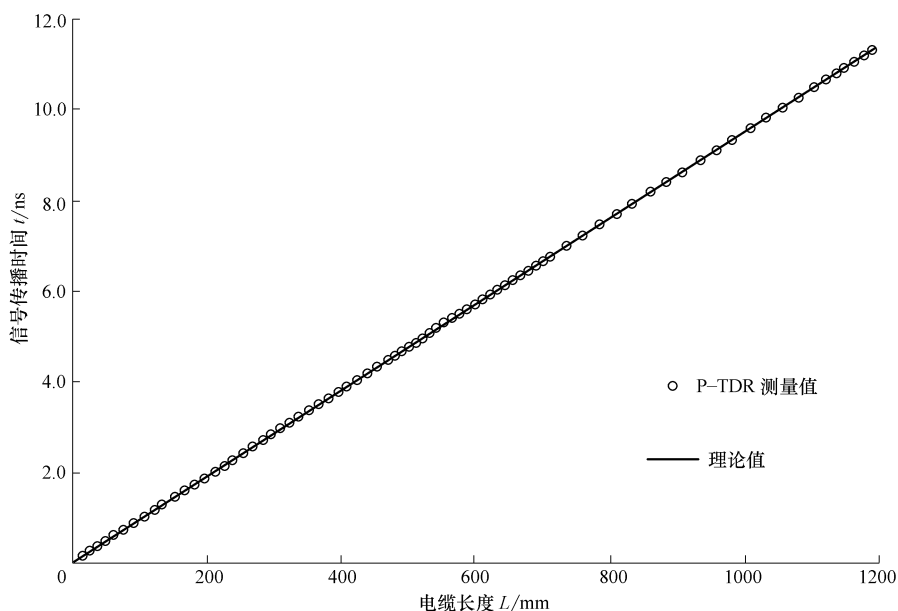


图 3-19 P-TDR 系统测量的时间、理论计算时间与同轴电缆长度的关系

实验结果表明，P-TDR 系统在信号传播时间测量上有很高的精度，其测量结果与理论计算值的平均误差小于 10ps，测量分辨率可达到 1ps，与传统的 TDR 系统相比，在时间测量精度（约 200ps）上有很大的提高。

第 4 章



P-TDR 土壤水分测试仪的传感器探头

4.1 P-TDR 传感器探头的基本结构

传统的 TDR 仪器采用窄上升沿阶跃信号作为测试信号，使用高速采样示波器将反射回波记录下来，从 TDR 波形上就可以分辨出信号传播路径上多个阻抗不连续点各自产生的反射信号，从而可以分析各反射点和反射点之间的传输线的特性。P-TDR 土壤水分和电导率测试仪采用单一频率的正弦电压作为测试信号，且使用相位检测器来测量信号在探头上传播的时间，不对反射信号的波形采样，所以它不具备这样的能力。

当 P-TDR 的探头插入土壤中时，其阻抗不仅与探头本身的结构和尺寸有关，还与土壤的表观介电常数有关，而土壤的表观介电常数随土壤含水量的变化而变化，所以当土壤含水量发生变化或探头从一种土壤移到另一种土壤中时，其阻抗就会发生变化。而与探头相连的同轴电缆的特征阻抗是固定的。所以，不管探头如何精心和复杂的设计，总是有某些情况下探头与同轴电缆的阻抗不匹配导致测试信号会在它们的连接处发生反射。一方面传统 TDR 仪器所使用的探头不能直接用于 P-TDR 土壤水分测试仪，必须对其结构进行改造；另一方面测试信号在探头首端的反射并不能完全被消除，而只能尽量将其降低。

在传统的 TDR 系统通常采用的平行三棒式探头的基础上加以改进，在三根不锈钢探针棒上以及探针棒的头部（末端）都覆盖了厚度为 1mm 的 PVC 绝缘涂层，以减小因土壤含水量的变化引起的探头阻抗变化的范围。另外，绝缘涂层还能降低土壤电导率对相位测量的影响。在探头与同轴电缆的连接

处也作了精心的设计,使得阻抗不连续部位的范围大大缩小,从而进一步提高土壤含水量测量的精度。

这里还针对研制的多种其他型式的探头进行了对比实验,如图 4-1 和图 4-2 所示是其中两种具有代表性的探头实物,如图 4-3 所示为平行三棒式带绝缘涂层探头的内部结构。

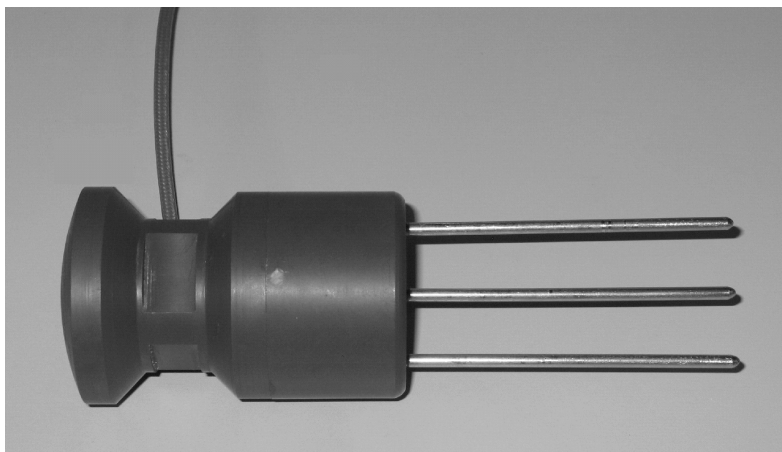


图 4-1 平行三棒式无绝缘涂层探头实物图

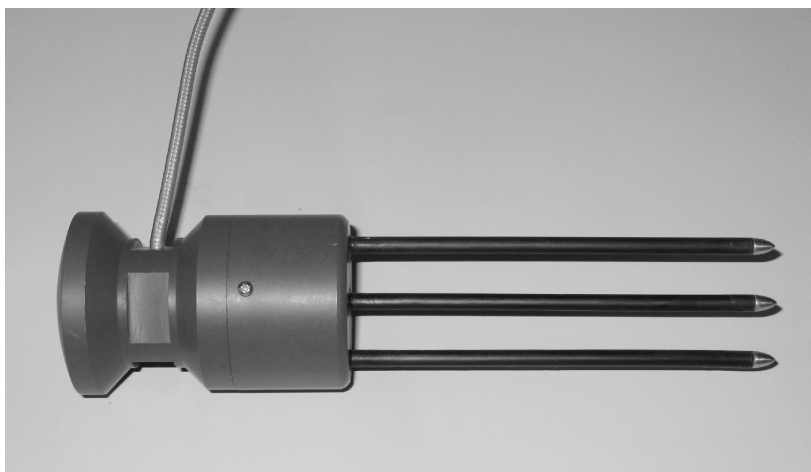


图 4-2 平行三棒式带绝缘涂层探头实物图

如图 4-3 所示,探头的测试部分为三根平行金属棒,长 $L = 150\text{mm}$,直径 $d = 4\text{mm}$,相邻两棒间距为 $D/2 = 20\text{mm}$,每根棒上覆盖了厚度为 $\delta = 1\text{mm}$ 的 PVC 绝缘层。金属棒伸入到探头壳体内,使用螺钉将其与同轴电缆连接,

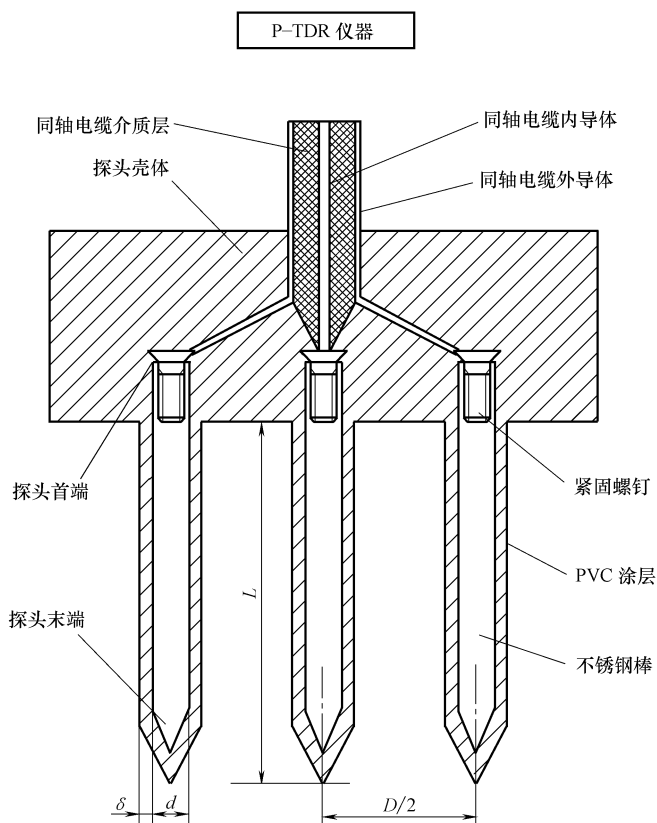


图 4-3 平行三棒式带绝缘涂层探头的内部结构图

中间的金属棒与同轴电缆的内导体相连，两侧的金属棒与同轴电缆的外导体相连。

下面我们先研究探头首端的反射信号与探头末端的反射信号叠加后对其相位和幅值的影响，然后研究其特征阻抗模型，最后对各种探头的实测性能作对比研究。

4.2 探头与同轴电缆阻抗失配的影响研究

由于探头与同轴电缆的阻抗不匹配，测试信号在探头首端产生了反射，这个反射信号与探头末端的反射信号是同频率且同方向传播的，所以使用环形器也不能将它们分离开。这不仅影响传输到探头上的测试信号的能量，而

且会改变反射信号的相位和幅值，导致测得的信号传播时间和衰减量都与实际值有偏差。

4.2.1 探头首端反射信号的幅值和相位对测量结果的影响

考虑由探头末端和首端反射回来并到达相位检测器与检波器的两个信号分别为 u_1 和 u_2 ，它们叠加后的信号为 $u_1 + u_2$ ，如图 4-4 所示。

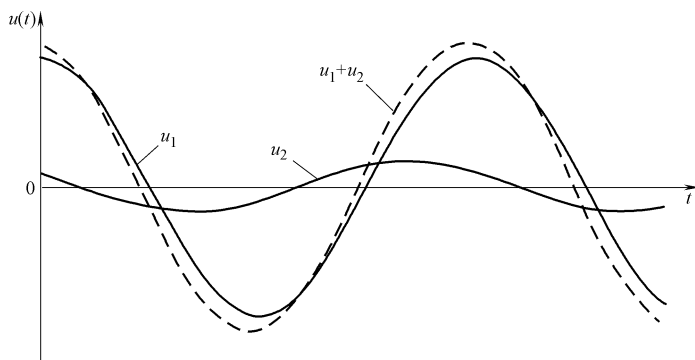


图 4-4 同频率正弦电压信号的叠加

从图中可以看出， u_2 叠加在 u_1 上后，不仅会改变其幅值，还会改变其相位，下面从数学上推导探头首端反射的信号对相位和幅值测量结果的影响。

假设由探头末端和首端反射回来的信号分别为

$$u_1 = A \cos(\omega t + \varphi) \quad (4-1)$$

$$u_2 = B \cos(\omega t + \varphi + \theta) \quad (4-2)$$

式中， u_1 、 u_2 和 A 、 B 分别是两个反射信号的瞬时电压和幅值； ω 是角频率； φ 是探针末端的反射信号的初相位； θ 是两者的相位差。

它们叠加之后的和信号为

$$\begin{aligned} u &= u_1 + u_2 = A \cos(\omega t + \varphi) + B \cos(\omega t + \varphi + \theta) \\ &= A \cos(\omega t + \varphi) + B \cos(\omega t + \varphi) \cos \theta - B \sin(\omega t + \varphi) \sin \theta \\ &= (A + B \cos \theta) \cos(\omega t + \varphi) - (B \sin \theta) \sin(\omega t + \varphi) \end{aligned} \quad (4-3)$$

令

$$\alpha = \arctan \frac{-B \sin \theta}{A + B \cos \theta} \quad (4-4)$$

$$U = \sqrt{(A + B\cos\theta)^2 + (B\sin\theta)^2} \quad (4-5)$$

则式 (4-31) 可写为

$$\begin{aligned} u &= U\cos\alpha\cos(\omega t + \varphi) + U\sin\alpha\sin(\omega t + \varphi) \\ &= U\cos(\omega t + \varphi + \alpha) \end{aligned} \quad (4-6)$$

将式 (4-6) 与式 (4-1) 比较可知, 由于 u_2 的影响, 使得 u_1 的角度变化了 α , 其幅值则由 A 变为 U 。

令两个信号的幅值之比为 k , 即 $k = B/A$, 则式 (4-4) 和式 (4-5) 变为

$$\alpha = \arctan \frac{-k\sin\theta}{1 + k\cos\theta} \quad (4-7)$$

$$\begin{aligned} U &= A \cdot \sqrt{(1 + k\cos\theta)^2 + (k\sin\theta)^2} \\ &= A \cdot \sqrt{1 + k^2 + 2k\cos(2\theta)} \end{aligned} \quad (4-8)$$

显然, 当 $\theta = 0^\circ$ 或 $\theta = 90^\circ$ 时, u_2 对 u_1 幅值的影响最大, 此时有

$$U_m = A \cdot (1 \pm k) = A \pm B \quad (4-9)$$

为了分析何时 u_2 对 u_1 相位的影响最大, 将式 (4-7) 对 θ 求导数并令

$$\frac{d\alpha}{d\theta} = 0 \quad (4-10)$$

得

$$k^2 + k\cos\theta = 0 \quad (4-11)$$

$$\theta = \arccos(-k) = \arccos\left(-\frac{B}{A}\right) \quad (4-12)$$

将其代入式 (4-7) 计算得此时 α 的大小为

$$\alpha = \theta - 90^\circ = \arcsin k = \arcsin\left(\frac{B}{A}\right) \quad (4-13)$$

图 4-5 所示为 α 与 $|k|$ 之间的关系。因为一般探头首端的反射信号幅度比较小, 而探针末端是开路其反射信号幅度较大, 所以 $|k|$ 的值会很小。从图中可以看到, 当探头首端反射信号幅度与末端反射信号幅度的比值 $k = 0.1$ 时, 所引起的相位改变最大值约为 $\alpha = 6^\circ$ 。需要注意的是, 这里仅表示可能的最大值。因为从式 (4-7) 可以看到, α 的大小不仅与 k 有关, 还与两个反射信号之间的相位差 θ 有关。

4.2.2 探头首端信号反射率与探头阻抗的关系

在 2.5 节中, 我们讨论了电磁波在传输线上传播遇到阻抗不匹配的负载

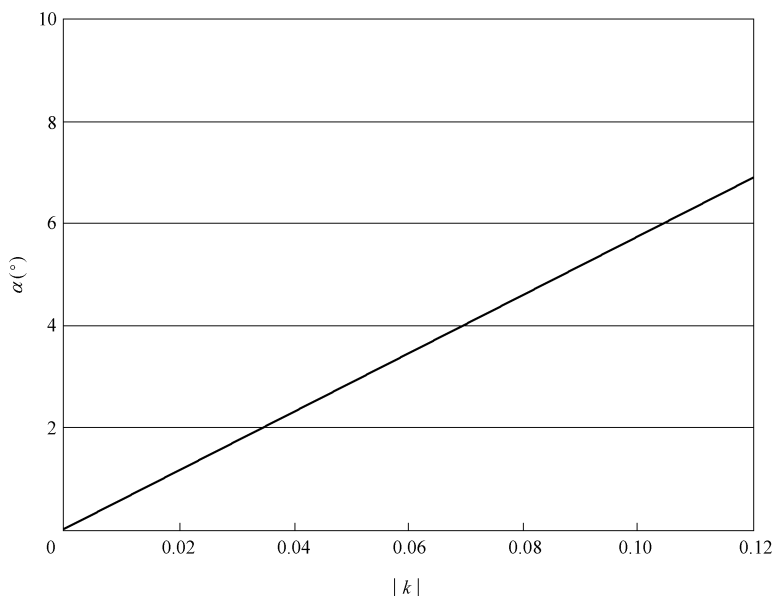


图 4-5 探头首端反射引起的测试信号相位改变的最大值

时发生反射的一般情况，现在考虑信号在同轴电缆与探头连接处的具体情况。

在 2.5 节中我们讨论的是探头末端的反射情况，所以将探头等效为传输线，将由土壤的极化引起的损耗等效为负载 Z_L 。与 2.5 节中不同，这里我们讨论的是探头首端的反射情况，所以要将同轴电缆看作传输线，将插入土壤中的探头整个等效为一个负载 Z_{in} 。

现将式 (2-66) 稍作改变，为式 (4-14)：

$$\Gamma = \frac{V_0^-}{V_0^+} = \frac{Z_{in} - Z_0}{Z_{in} + Z_0} \quad (4-14)$$

式中， Γ 为信号反射率； V_0^+ 和 V_0^- 分别是正向和反向传播的电磁波信号的幅值； Z_0 为同轴电缆的特征阻抗， $Z_0 = 50\Omega$ ； Z_{in} 为探头的输入阻抗，可能是复数，其大小由式 (2-80) 给出：

$$Z_{in} = Z_p \frac{Z_L + jZ_p \tan(\beta L)}{Z_p + jZ_L \tan(\beta L)} \quad (4-15)$$

式中， Z_p 为探针的特征阻抗，与探针的结构和土壤介电常数有关； Z_L 为土壤介电损耗的等效阻抗； L 和 β 分别为探针的长度和传输常数的虚部。

为了简单起见,我们仅考虑探头输入阻抗为纯电阻的情况,这样 Z_{in} 和 Γ 都是实数。将 V_0^+ 和 V_0^- 的幅值分别记为 V_i 和 V_{r2} , 称为入射电压幅值和反射电压幅值。由式 (4-14) 可得:

$$V_{r2} = \Gamma V_i = \frac{Z_{in} - Z_0}{Z_{in} + Z_0} V_i \quad (4-16)$$

$$Z_{in} = \frac{1 + \Gamma}{1 - \Gamma} Z_0 \quad (4-17)$$

考虑到输入信号功率和反射信号功率分别为

$$P_i = \frac{V_i^2}{2Z_0} \quad (4-18)$$

$$P_{r2} = \frac{V_{r2}^2}{2Z_0} = \frac{(\Gamma V_i)^2}{2Z_0} = \Gamma^2 P_i \quad (4-19)$$

根据能量守恒定律,则传输到探头上的功率为

$$P_p = P_i - P_{r2} = (1 - \Gamma^2) P_i \quad (4-20)$$

所以输入到探头上的信号电压幅值为

$$\begin{aligned} V_p &= \sqrt{2P_p Z_{in}} = \sqrt{2(1 - \Gamma^2) P_i \cdot \frac{1 + \Gamma}{1 - \Gamma} Z_0} \\ &= (1 + \Gamma) \sqrt{2P_i Z_0} = (1 + \Gamma) V_i \end{aligned} \quad (4-21)$$

即电压传输比为

$$\frac{V_p}{V_i} = 1 + \Gamma \quad (4-22)$$

由于探头终端开路,所以 V_p 将全部信号反射回来,到达与同轴电缆的连接处时再次发生反射,这次的反射率为

$$\Gamma' = \frac{Z_0 - Z_{in}}{Z_0 + Z_{in}} = -\Gamma \quad (4-23)$$

将由探头传输到同轴电缆的电压幅值记为 V_{r1} (其含义是探头末端反射的信号到达同轴电缆上时的信号幅值),根据式 (4-22) 和式 (4-23),得

$$V_{r1} = (1 + \Gamma') V_p = (1 - \Gamma)(1 + \Gamma) V_i = (1 - \Gamma^2) V_i \quad (4-24)$$

将式 (4-24) 与式 (4-16) 相比,可得

$$k = \frac{V_{r2}}{V_{r1}} = \frac{\Gamma}{1 - \Gamma^2} \quad (4-25)$$

由上式可知, 当 $-0.1 < \Gamma < 0.1$ 时, 有 $|k| < 0.1$ 。图 4-6 所示为描绘出了探针首端的反射率 Γ 与两个反射信号的幅度之比 k 的关系。

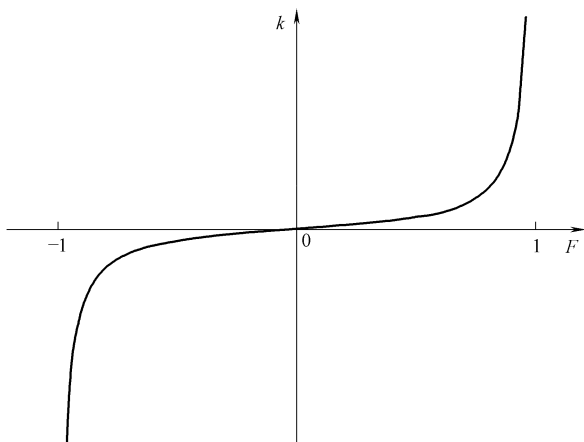


图 4-6 探针首端的反射率与反射信号幅值的关系

令探头输入阻抗与同轴电路特征阻抗之比为 r , 即

$$r = \frac{Z_{in}}{Z_0} \quad (4-26)$$

将其代入式 (4-17) 可得

$$\Gamma = \frac{r-1}{r+1} \quad (4-27)$$

将上式代入式 (4-25) 中得

$$k = \frac{r^2 - 1}{4r} \quad (4-28)$$

由上式可知, 当 $0.82 < r < 1.22$, 即 $41 < Z_{in} < 61$ 时有 $|k| < 0.1$ 。 r 与 k 的关系如图 4-7 所示。

从图 4-7 还可以看出, 当 $r < 1$, 即探头输入阻抗 Z_{in} 小于同轴电缆的特征阻抗 Z_0 时, 探头首端的反射信号与探头末端的反射信号幅值大小之比 $|k|$ 随探头输入阻抗 Z_{in} 的减小迅速增大。也就是说, 探头输入阻抗的变化会使得 P-TDR 测得的相位和反射率产生较大的误差。

而当 $r > 1$, 即探头输入阻抗 Z_{in} 大于同轴电缆的特征阻抗 Z_0 时, 探头阻抗变化引起的相位和反射率变化较小。因此我们希望 P-TDR 使用的传感器探

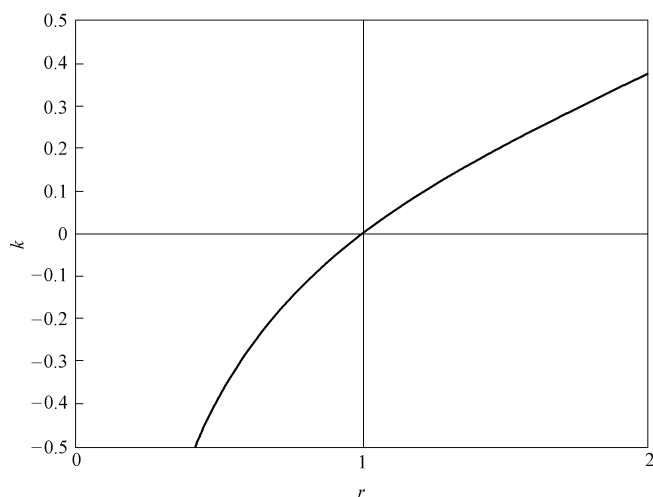


图 4-7 探头输入电阻与反射信号幅值的关系

头在土壤中的阻抗接近或大于同轴电缆的特征阻抗 (50Ω)。

将式 (4-28) 代入式 (4-9) 和式 (4-13), 得

$$U_m = A \cdot (1 \pm k) = A \cdot \left(1 \pm \frac{r^2 - 1}{4r}\right) \quad (4-29)$$

$$\alpha = \arcsin\left(\frac{r^2 - 1}{4r}\right) \quad (4-30)$$

这两个等式是定量近似分析探头阻抗与同轴电缆阻抗不相等引起的反射对相位和幅度测量结果的影响的基础。

4.3 P-TDR 探头阻抗特性研究

4.3.1 无绝缘涂层平行三棒式探头的阻抗特性研究

平行三线式传输线的特征阻抗的计算比较复杂, 目前公开发表的文献中尚未见到准确的计算公式。参考文献 [4] 给出了一种根据同轴线和平行双线传输线的特征阻抗对平行三线传输线特征阻抗进行估计的方法。

图 4-8 所示为三种传输线的剖面尺寸示意图, 前两种传输线的特征阻抗

由以下公式给出。同轴传输线的特征阻抗为

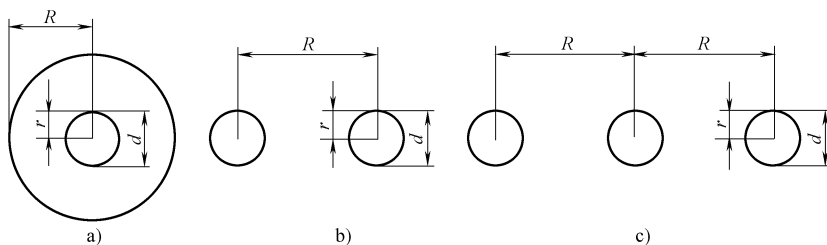


图 4-8 三种不同传输线的剖面图

a) 同轴传输线 b) 平行双线传输线 c) 平行三线传输线

$$Z_C = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \ln \frac{R}{r} = \frac{60}{\sqrt{\kappa}} \ln \frac{R}{r} \quad (4-31)$$

平行双线传输线的特征阻抗为

$$Z_D = \frac{1}{\pi} \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \ln \frac{R + \sqrt{R^2 - d^2}}{d} = \frac{120}{\sqrt{\kappa}} \ln \frac{R + \sqrt{R^2 - d^2}}{d} \quad (4-32)$$

式中，几何尺寸 R 、 r 和 d 的含义如图 4-8 所示， ε 、 κ 、 μ 分别为同轴线内介质或双线所处的介质的绝对介电常数、相对介电常数和磁导率。上两式中假设介质是非导磁材料，因此有其磁导率等于真空磁导率 $\mu = \mu_0$ ，并且用到了下面的近似公式

$$\frac{1}{\pi} \sqrt{\frac{\mu_0}{\varepsilon_0}} \approx 120 \quad (4-33)$$

当 $R \gg d$ 时，有 $\sqrt{R^2 - d^2} = R \cdot \sqrt{1 - (d/R)^2} \approx R$ ，则式 (4-32) 可写为

$$Z_D = \frac{120}{\sqrt{\kappa}} \ln \frac{R}{r} \quad (4-34)$$

考察图 4-8 中的 3 种传输线，如果它们相应的几何尺寸相同，且介质的介电常数相等，则三线传输线的特征阻抗 Z_T 满足不等式 $Z_C < Z_T < Z_D = 2Z_C$ 。可令

$$Z_T = K \cdot Z_C = \frac{K \cdot 60}{\sqrt{\kappa}} \ln \frac{R}{r} \quad (4-35)$$

式中， K 为三线传输线的几何结构系数，其大小为 $1 < K < 2$ 。参考文献 [4] 中没有给出 K 的具体取值，下面我们使用实验的方法尝试给出 K 的估计值。

如前所述，传统的 TDR 仪器可用作电缆测试仪，它不仅能测试出信号传播路径上的阻抗不连续点，还能根据反射信号的波形分析出不连续处的阻抗性质，根据反射电压幅值则可计算出某一段电缆的特征阻抗。如图 4-9 所示为传统 TDR 用作电缆测试仪的等效电路及各种情况下反射信号的波形。

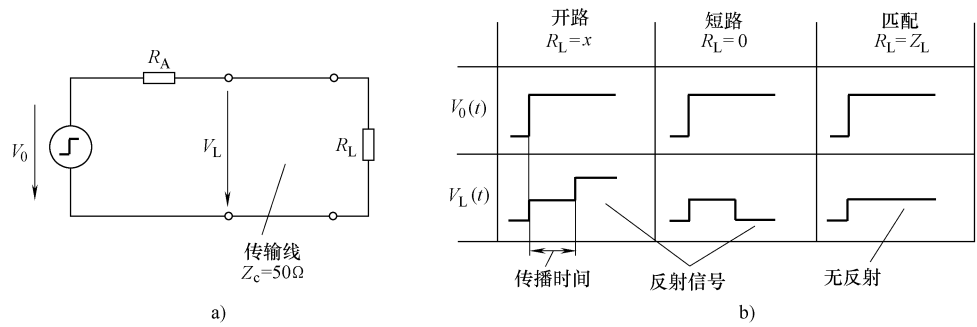


图 4-9 传统 TDR 用作电缆测试仪

a) TDR 电缆测试仪等效电路 b) 根据反射波形和幅值分析负载阻抗

我们准备了 3 种规格的平行双棒式探头和 3 种规格的平行三棒式探头用于对比实验，这些探头的金属棒上都是没有覆盖绝缘层的，这些探头的规格及几何尺寸见表 4-1。

探头的阻抗特性使用 TDR100 来测试。TDR100 是一种传统的 TDR 仪，它能与计算机通信，并将 TDR 波形上传到计算机进行显示。

表 4-1 用于阻抗特性测试的无绝缘涂层探头规格表

编号	探头结构	棒长度 L /mm	棒间距 R /mm	棒直径 d /mm
1	双棒	100	14	4
2	双棒	100	17	4
3	双棒	100	20	4
4	三棒	100	14	4
5	三棒	100	17	4
6	三棒	100	20	4

对于每一种规格的探头，都分别在空气中和水中测试其反射特性，用 TDR100 测得的典型双棒式和三棒式无绝缘涂层探头的反射特性分别如图 4-10 和图 4-11 所示。图中横轴代表 TDR 波形上的各点离采样示波器的“表观距离”，纵轴代表反射系数，在图中各处标注出了各段波形所对应的传播路径上的不同位置。

将图 4-10 和图 4-11 比较可以看到，探头处于空气中时，双棒式探头在其同轴电缆与探头的连接处，信号发生了很多次反射；探头处于水中时，双棒式探头在连接点处也发生了多次反射，而三棒式探头的反射波形相对来说比较平坦和圆滑，这也是我们在 P-TDR 土壤水分测试仪中使用三棒式探头的原因之一。

从图 4-11b 中我们还可以看到水的等效负载引起的反射，以及从探针末端辐射的电磁波在桶底产生的反射。

使用 TDR100 测量探头的特征阻抗的步骤是

(1) 将测试探头通过 50Ω 同轴电缆与 TDR100 相连，将 TDR100 与计算机相连，通过 TDR100 的上位机软件控制 TDR100 仪器。

(2) 使用 TDR100 对探头进行测量，将波形图保存下来。

(3) 在 TDR 波形图上找到探头所对应的那段波形，通过纵轴坐标刻度得到对应的反射系数。

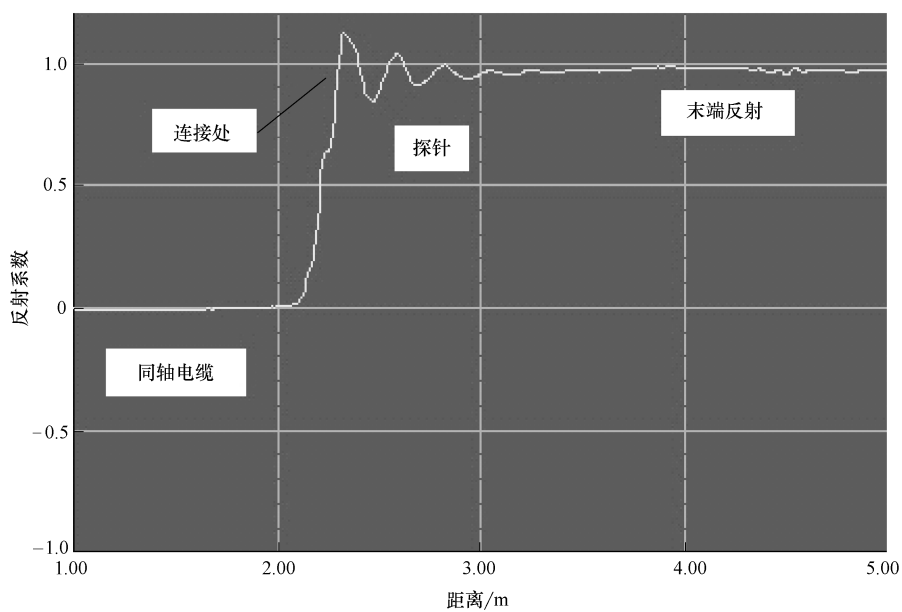
(4) 根据式 (4-17) 计算探头的特征阻抗。

使用 TDR100 对表 4-1 中所列的所有探头进行了测量，并根据公式 (4-34) 和 (4-35) 计算出各探头的特征阻抗理论值，结果见表 4-2。

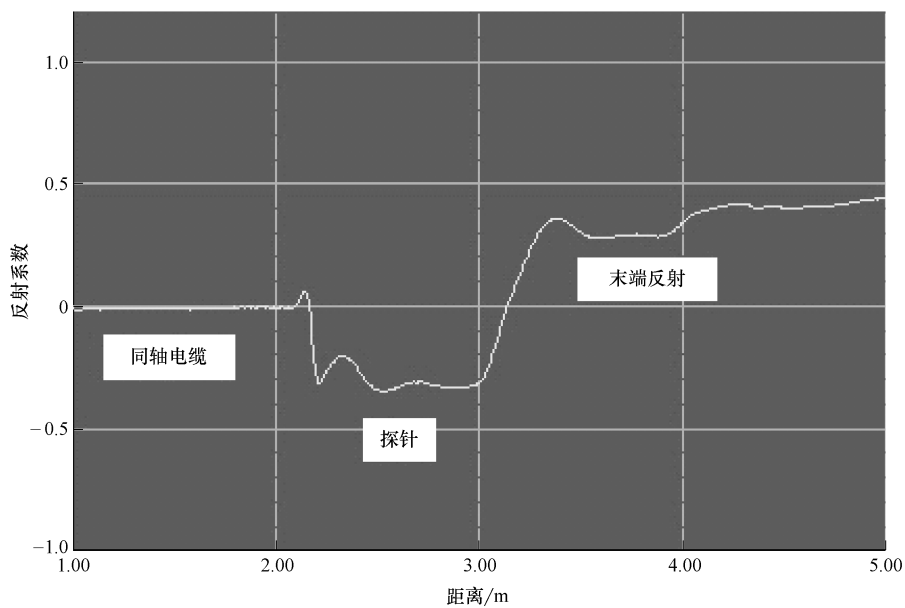
如果理论模型正确，则表 4-2 中测量值与理论值应该相等，即它们的比值为 1。编号为 1~3 的探头（双棒式）很好的验证了这一点，测量值与理论值之间的小偏差可以认为是在 TDR 波形图上读取反射系数时产生的误差。

令表 4-2 中编号为 4~6 的探头（三棒式）各自的测量值与理论值相等，可以求出它们的几何结构系数 K [见式 (4-35)]。根据三种探头在空气中和在水中测量的结果计算出的探针的几何结构系数 K 值依次为 1.40、1.33、1.44、1.39、1.29 和 1.31，考虑到测量结果可能稍有误差，则 K 的比较合理的取值应该为 1.40。代入式 (4-35) 可得计算平行三棒式探头特征阻抗的经验公式为

$$Z_T = \frac{84}{\sqrt{\kappa}} \ln \frac{R}{r} \quad (4-36)$$



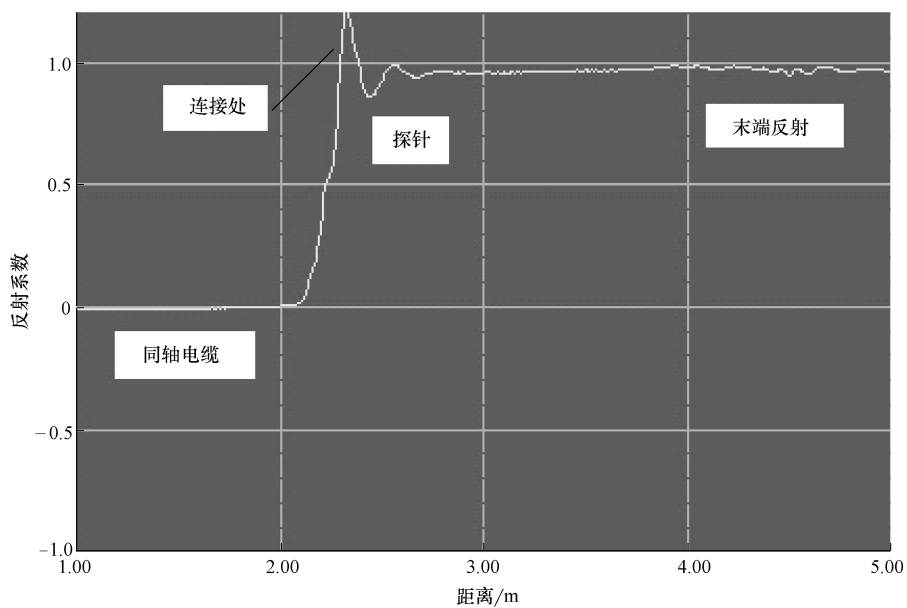
a)



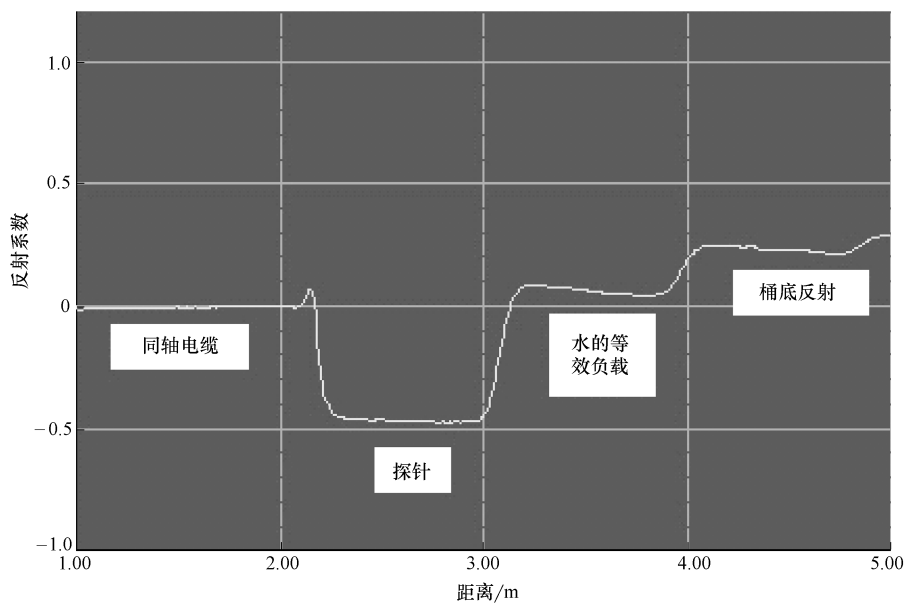
b)

图 4-10 典型双棒式无绝缘涂层探针的反射特性

a) 在空气中的反射特性 b) 在水中的反射特性



a)



b)

图 4-11 典型三棒式无绝缘涂层探针的反射特性

a) 在空气中的反射特性 b) 在水中的反射特性

表 4-2 各种无绝缘涂层探头特征阻抗测量值与理论值对比

编号	空气中特征阻抗			水中特征阻抗		
	测量值	理论值	比值	测量值	理论值	比值
1	229	234	0.98	25.0	26.0	0.96
2	250	257	0.97	26.5	28.6	0.93
3	284	276	1.03	29.1	30.7	0.95
4	163	$117 \times K$	$1.39/K$	18.0	$13.0 \times K$	$1.38/K$
5	171	$128 \times K$	$1.33/K$	18.4	$14.3 \times K$	$1.29/K$
6	199	$138 \times K$	$1.44/K$	20.1	$15.3 \times K$	$1.31/K$

4.3.2 有绝缘涂层平行三棒式探头的阻抗特性研究

图 4-2 中所示的金属棒上覆盖 PVC 绝缘涂层的平行三棒式探头的阻抗模型更加复杂，我们对此不作理论上的推导。

由于绝缘涂层的存在，将引起金属棒之间介质的等效介电常数的变化，这个等效介电常数取决于绝缘介质的介电常数和土壤的表观介电常数以及它们的相对几何尺寸，假设等效相对介电常数变为 κ' ，根据式 (4-36) 则探头的特征阻抗变为：

$$Z_T' = \frac{84}{\sqrt{\kappa'}} \ln \frac{R}{r} \quad (4-37)$$

我们再次使用 TDR100 测量带绝缘涂层的探头的特征阻抗，并根据测量结果反算等效介电常数。对于带绝缘涂层的双棒式和三棒式探头，分别有

$$\kappa' = \left(\frac{120}{Z_T'} \ln \frac{R}{r} \right)^2 \quad (4-38)$$

$$\kappa' = \left(\frac{84}{Z_T'} \ln \frac{R}{r} \right)^2 \quad (4-39)$$

用作实验对象的探头的规格及几何尺寸见表 4-3，它们分别与表 4-1 中所列编号 1~6 的探针相对应，但金属棒长度都由 100mm 改变为 150mm。

使用 TDR100 对表 4-3 中所列的所有探头进行了测量，对于每一种规格的探头，都分别在空气中和水中测试其反射特性，用 TDR100 测得的

典型双棒式和三棒式带 PVC 绝缘涂层探头的反射特性分别如图 4-12 和图 4-13 所示。

表 4-3 用于阻抗特性测试的有绝缘涂层探头规格表

编号	探头结构	棒长度 L (mm)	棒间距 R (mm)	导体直径 d (mm)	绝缘层厚度 δ (mm)	棒外径 $d + 2\delta$ (mm)
1	双棒	150	14	4	1	6
2	双棒	150	17	4	1	6
3	双棒	150	20	4	1	6
4	三棒	150	14	4	1	6
5	三棒	150	17	4	1	6
6	三棒	150	20	4	1	6

图 4-12 和图 4-13 对比可以看到，与不带绝缘涂层的探头类似，不管是在空气中还是在水中，双棒式探头都会产生更多的反射杂波，而三棒式探头在探针上以及探针与同轴电缆连接处的反射波形相对来说都比较平滑。

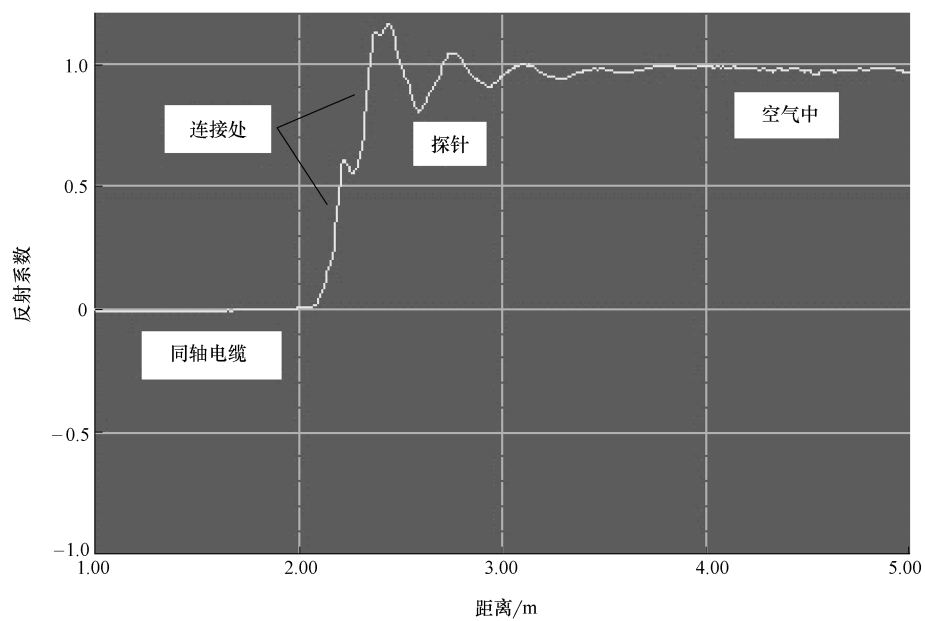
将图 4-12、图 4-13 与图 4-10、图 4-11 中的对应图像相比较，可得到如下结论：

(1) 带绝缘涂层的探头相对于不带绝缘涂层的探头，其在水中的反射系数明显变大，这表示探针特征阻抗变大，即等效介电常数变大了。由于两类探头在空气中的反射系数都接近 1，所以在图上的变化不明显。

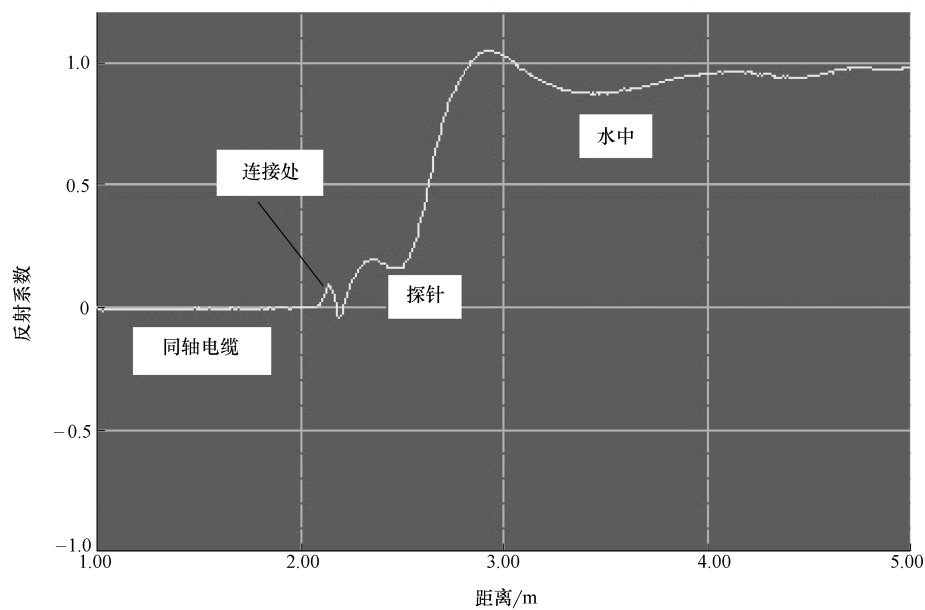
(2) 虽然带绝缘涂层的探头的长度（150mm）比不带绝缘涂层的探头长度（100mm）要大，但在水中的测试结果显示前者探头上的反射波形宽度比后者短，也就是说电磁波在前者上传播的时间要短，这也表明等效介电常数变小了。

(3) 图 4-13b 与图 4-11b 相比，反射波形上尾部的两个台阶消失了，这表示绝缘涂层导致水的等效阻抗变大了（接近无穷大），信号在探针末端被完全反射回来（反射系数接近 1）。

以上 3 点说明，对于与 P-TDR 系统配合使用的土壤水分探头来说，带 PVC 绝缘涂层的平行三棒式探头是最合适的；但对于土壤电导率探头来说，不带绝缘涂层的平行三棒式探头可能更好，因为绝缘涂层极大的降低了反射信号幅值对土壤（或水）的电导率的敏感度。



a)



b)

图 4-12 典型双棒式有绝缘涂层探针的反射特性

a) 在空气中的反射特性 b) 在水中的反射特性

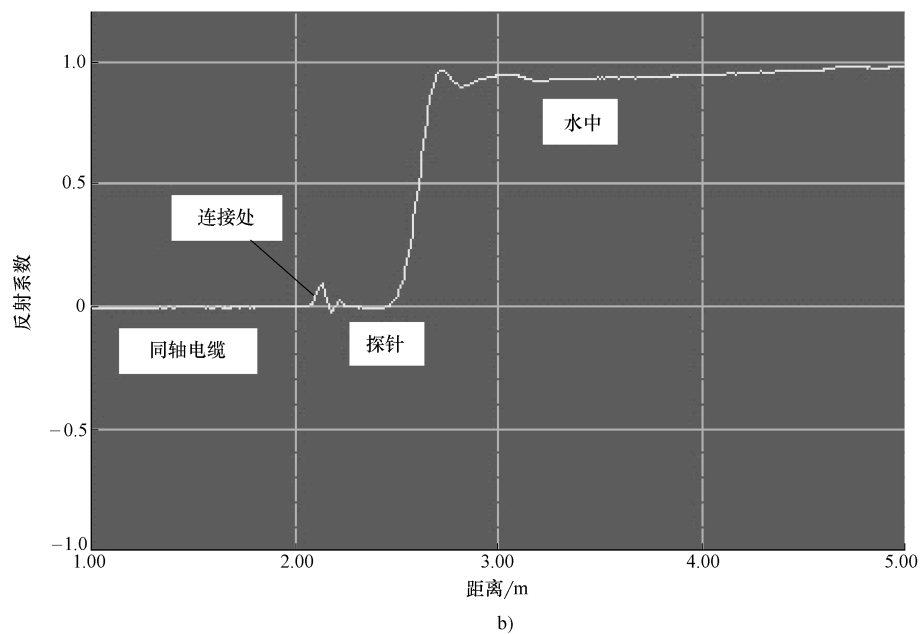
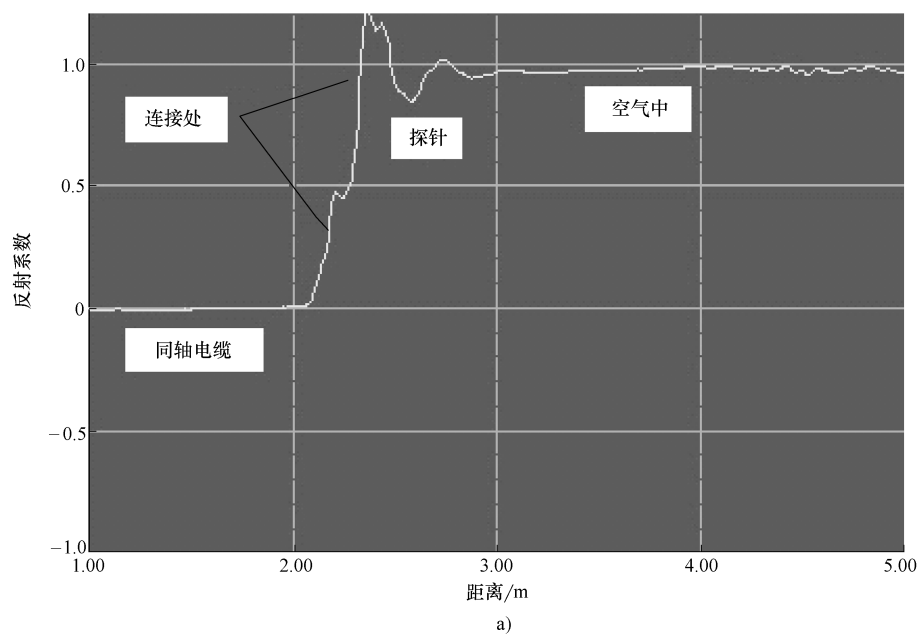


图 4-13 典型三棒式有绝缘涂层探针的反射特性

a) 在空气中的反射特性 b) 在水中的反射特性

根据式 (4-38) 和式 (4-39) 计算出各探头的等效介电常数 κ' , 结果见表 4-4。

从表 4-4 可以看到, 等效介电常数 κ' 不仅与探头所处的介质有关, 还与探头的几何结构有关。

表 4-4 各种有绝缘涂层探头特征阻抗测量值与理论值对比

编号	空气中特征阻抗		水中特征阻抗	
	测量值	κ'	测量值	κ'
7	175	1.79	69.4	11.4
8	189	1.85	74.5	11.9
9	216	1.63	75.8	13.3
10	133	1.51	49.2	11.0
11	152	1.41	53.5	11.3
12	163	1.41	54.5	12.5

由于 PVC 绝缘涂层的介电常数 (3 到 5) 比空气的介电常数 (1) 大但比水的介电常数 (约为 80) 小, 所以探头在空气中的等效介电常数大于 1, 而在水中的等效介电常数远小于 80。

PVC 绝缘涂层的作用大大减小了探头位于不同的介质中时的介电常数的范围, 也就减小了探头阻抗变化的范围, 这正是在 4.2 节中分析的结果所期望的。

4.4 P-TDR 探头性能对比研究

4.4.1 不同几何尺寸探头对比研究

选择三种结构完全一样, 但相邻两金属棒中心间距分别为 20mm、17mm 和 14mm 的三种带 PVC 绝缘涂层探头 (即表 4-3 中所列编号为 8、9、10 的三种探头) 进行土壤含水量测量比较实验。采用壤土作为实验对象, 用拌土法制作了 15 种实验土样, 每种土样的体积含水量使用烘干法测定。将三种探头依次插入每种土样中, 使用 P-TDR 土壤参数测试仪测量信号在探针上传播的时间。使用这三种探头分别进行实验得到的土壤体积含水量与信号传播时间的关系如图 4-14、图 4-15、图 4-16 所示。

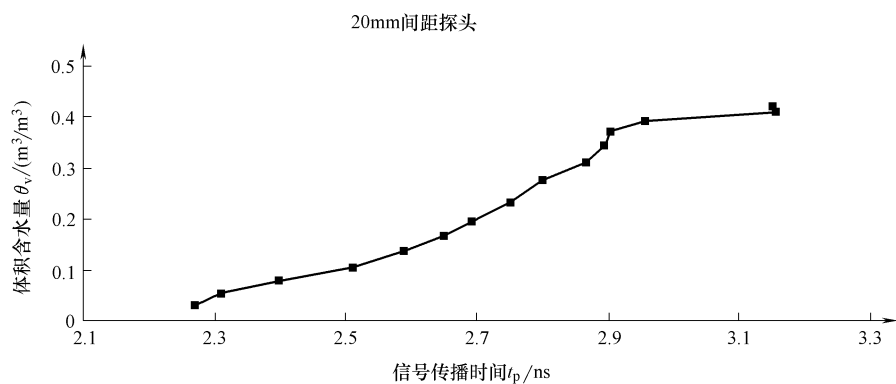


图 4-14 使用间距为 20mm 的探头测量的结果

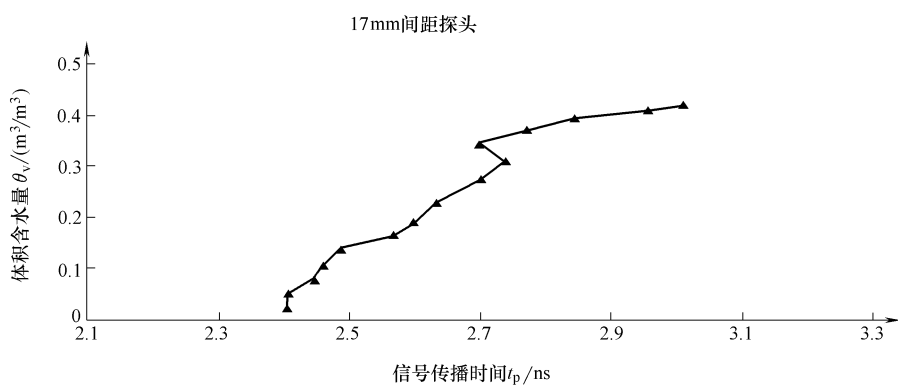


图 4-15 使用间距为 17mm 的探头测量的结果

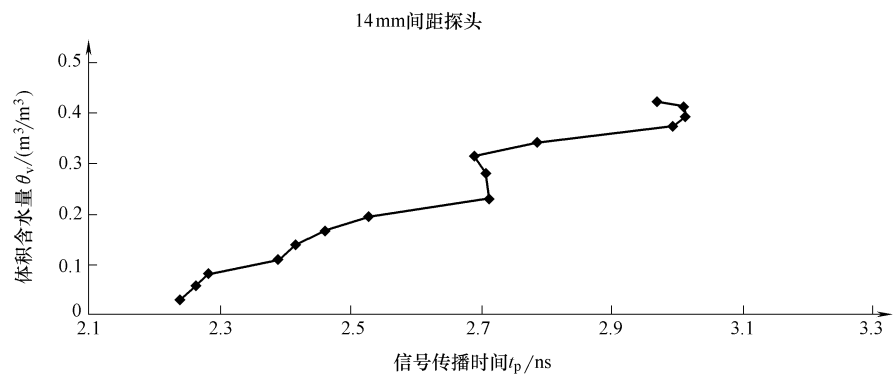


图 4-16 使用间距为 14mm 的探头测量的结果

从图中可以看到,使用间距为 14mm 和 17mm 的探头测得的土壤体积含水量与信号传播时间的关系,在体积含水量约为 $0.3\text{m}^3/\text{m}^3$ 时表现出非单调性,而使用间距 20mm 的探针测量的结果则没有这样的现象,因此以后的实验均采用间距为 20mm 的探针。

4.4.2 绝缘涂层影响对比研究

选择几何尺寸完全一样,但金属棒上分别有 PVC 绝缘涂层和没有绝缘涂层的两种探头进行土壤含水量测量比较实验,实验方法与 4.4.1 节中类似。使用这两种探头分别进行实验得到的土壤体积含水量与信号传播时间的关系如图 4-17、图 4-18 所示。

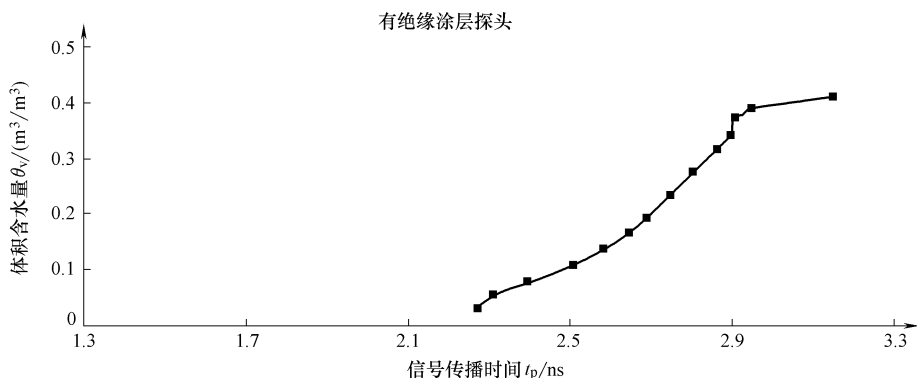


图 4-17 使用有绝缘涂层探头测量的结果

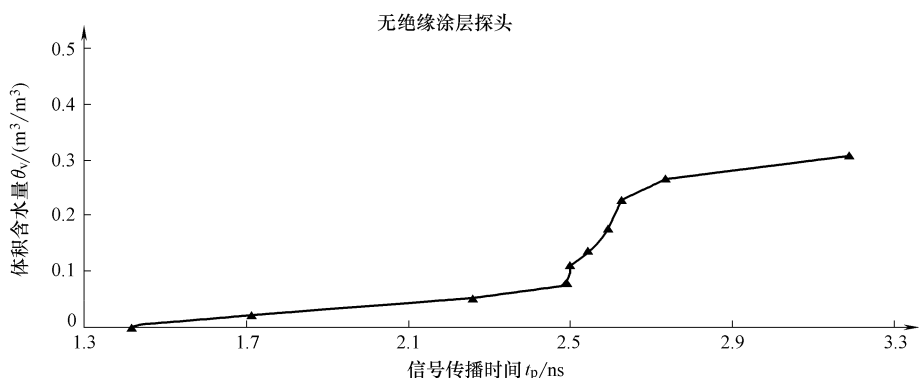


图 4-18 使用无绝缘涂层探头测量的结果

从图中可以看到,与有绝缘涂层的探头相比,在同样的体积含水量范围内,使用无绝缘涂层探头测得的信号传播时间变化范围较大,但后者在整个

测试范围内对体积含水量的敏感度差异非常大,即含水量较低或较高时信号传播的时间对体积分含水量的变化非常敏感,而在中间时体积分含水量改变引起的信号传播时间变化很小。

而有绝缘涂层的探头在整个测量范围内对体积分含水量的敏感度比较一致,因此后面的实验中都选择了有绝缘涂层的探头。

4.4.3 内部阻抗变化结构对比研究

相邻金属棒间距为 20mm 的带 PVC 绝缘涂层的探头,对其探针与同轴电缆的连接处的结构进行了改进,增加了一个阻抗变换结构。使用改进前和改进后的探头进行土壤含水量测量比较实验,实验方法与 4.4.1 节中类似。使用这两种探头分别进行实验得到的土壤体积分含水量与信号传播时间的关系如图 4-19、图 4-20 所示。

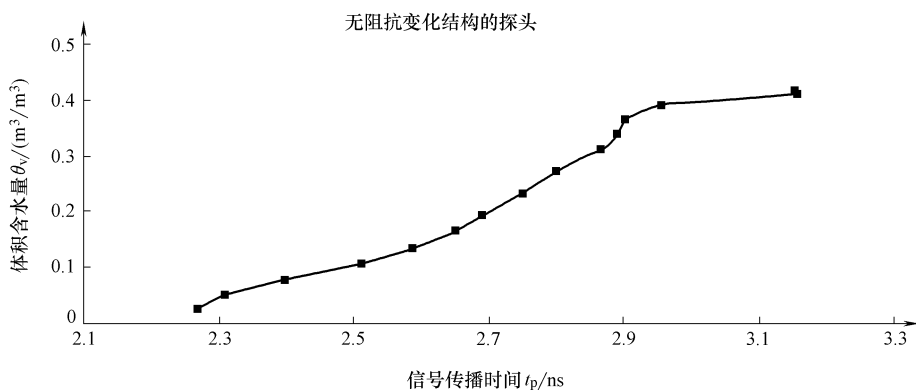


图 4-19 使用无阻抗变换结构探头测量的结果

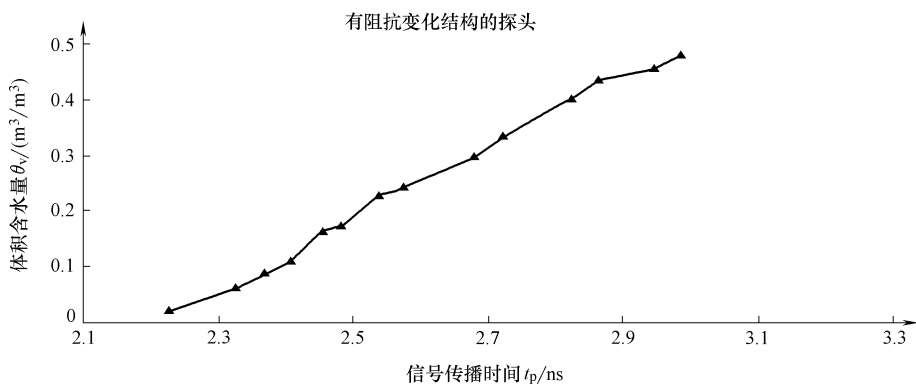


图 4-20 使用有阻抗变换结构探头测量的结果

从图中可以看到，使用无阻抗变换结构的探头测得的信号传播时间，与体积含水量的关系整个测量范围内并不一致，而使用有阻抗变换结构的探头在整个测量范围内测得的信号传播时间与体积含水量的关系更接近线性，所以最终选择了后者与 P-TDR 土壤参数测试仪配套使用，用于土壤体积含水量的测量。

第 5 章



P-TDR 土壤水分测试仪性能分析

传统的 TDR 土壤水分测试仪通过体积含水量 θ_v 与土壤表观介电常数 κ_a 之间的标定公式计算土壤含水量，而表观介电常数通过测量电磁波沿土壤水分探头来回传播的时间 t_p 来获得。通常采用的标定公式有 Topp 给出的纯经验的 θ_v - κ_a 三次方程，以及基于介电混合模型的半经验的 θ_v - $\sqrt{\kappa_a}$ 一次方程。

P-TDR 土壤参数测试仪通过相位差检测方法来测量电磁波在土壤水分探头上传播的时间，但由于其探头上覆盖了 PVC 绝缘涂层，所以 P-TDR 测得的时间不能直接反映土壤的表观介电常数，它反映的是探针中间及周围的所有介质的等效介电常数 κ_e 。探针周围的介质包括土壤固体颗粒、水、空气和 PVC 绝缘材料，它们的等效介电常数 κ_e 是土壤表观介电常数 κ_a 、PVC 绝缘材料介电常数以及这些介质的相对空间分布关系的函数。所以，P-TDR 土壤参数测试仪不能根据 θ_v - κ_a 的关系来计算土壤含水量，而是应该对土壤体积含水量 θ_v 与测得的信号传播时间 t_p 的关系进行标定，从而根据 t_p 来计算 θ_v 。通常，可以采用三次多项式对 θ_v - t_p 的关系进行拟合。

5.1 实验材料与实验方法

5.1.1 实验材料

实验以取自不同地区的 5 种不同类型和质地的土壤作为对象，按照一定的规范制做成不同含水量和不同电导率的待测土样，并使用前面所阐述的 P-TDR 土壤参数测试仪对这些土样进行测试。对土壤含水量和电

导率的测量分别使用了带 PVC 绝缘涂层和不带绝缘涂层的平行三棒式探头。实验所用土壤的性质和所用探头的规格分别见表 5-1 和表 5-2。

表 5-1 P-TDR 标定实验所测土壤的类型和性质

编号	土壤类型	质地	取样地点	土地利用方式	粘粒含量 /%	有机质含量 / (g/kg)	电导率 / (dS/m)
1	风沙土	砂土	河北省怀来县官厅水库	沙地	7	0.9	0.09
2	褐土	砂壤土	中国农业大学上庄试验站	农田	12	6.4	0.18
3	潮土	砂质粘壤土	河北省吴桥县	农田	18	8.4	0.13
4	潮土	壤粘土	河北省曲周试验站	农田	37	13.9	0.14
5	赤红壤	粘土	广东省广州市	农田	50	4.8	0.32

表 5-2 P-TDR 标定实验所用探头的规格

编号	测量项目	探头结构	绝缘涂层	棒长度 L /mm	棒间距 R /mm	导体直径 d /mm	绝缘层厚度 δ /mm
1	土壤含水量	三棒	有	150	20	4	1
2	土壤电导率	三棒	无	30	20	4	0

5.1.2 实验方法与实验数据

1. 土壤含水量测量实验方法与实验数据

以表 5-1 中所列 5 种土壤为实验土壤，使用拌土法制作土样、用称重法测得的体积含水量作为标准对 P-TDR 的土壤含水量测量结果进行标定试验，所用探头为表 5-2 中所列 1 号探头。实验步骤如下：

(1) 将土壤风干后用最大孔径 2mm 的筛子过筛，然后放到烘箱中在 105℃ 的温度下烘干 24h，在干燥的环境下冷却到室温备用。

(2) 取内径 15cm、深 25cm 的 PVC 桶，用精密电子天平称出空桶的质量 m_0 (g)，确定要装填的土壤体积 V_s (mL)，并在桶内相应高度处做上标记。根据事先确定的土壤干容重 ρ_b (g/mL) 计算出所需干土的质量 $m_s = \rho_b V_s$ ，称取该质量的干土。

(3) 根据事先确定的土壤体积含水量 θ_v 计算出所需水的体积和质量（假设水的密度为 1g/mL），称取该质量的去离子水。

(4) 将上述土壤和去离子水混合均匀，用分层填装法其装入 PVC 桶中并压实至步骤 (2) 中所做标记处使其体积为 V (mL)，静置 24h 待测。

表 5-4 不同容重的砂质粘壤土体积含水量实验数据

$\rho_b = 1.178$		$\rho_b = 1.277$		$\rho_b = 1.346$	
θ_v	t_p	θ_v	t_p	θ_v	t_p
0.024	2.192	0.017	2.208	0.026	2.244
0.053	2.239	0.051	2.314	0.059	2.358
0.077	2.332	0.081	2.359	0.088	2.386
0.101	2.384	0.104	2.407	0.112	2.447
0.129	2.433	0.140	2.450	0.144	2.478
0.165	2.470	0.170	2.509	0.190	2.552
0.199	2.530	0.219	2.560	0.230	2.618
0.251	2.577	0.297	2.681	0.286	2.690
0.275	2.642	0.236	2.582	0.318	2.702
0.328	2.725	0.344	2.715	0.388	2.832
0.371	2.797	0.394	2.851	0.423	2.902
0.435	3.004	0.442	2.991	0.453	3.029

2. 土壤电导率测量实验方法与实验数据

以砂土为实验土壤，用分析纯的 KCl 和去离子水配制不同电导率和含水量的土样、用 KOMBI 公司的 PET2000 型电导率仪测得的土壤溶液电导率（土壤和去离子水按 1: 5 的质量均匀混合，静置 24h 后的澄清液电导率）作为标准，对 P-TDR 的土壤电导率测量结果进行标定试验，所用探头为表 5-2 中所列 2 号探头，实验过程中温度控制在 20℃ 左右。实验步骤如下：

（1）将砂土风干后用最大孔径 2mm 的筛子过筛，然后放到烘箱中在 105℃ 的温度下烘干 24h，在干燥的环境下冷却到室温备用。

（2）取内径为 15cm、深 25cm 的 PVC 桶，用精密电子天平称出空桶的质量 m_0 （g），确定要装填的土壤体积 V_s （mL），并在桶内相应高度处做上标记。根据事先确定的土壤干容重 ρ_b （g/mL）计算出所需干土的质量 $m_s = \rho_b V_s$ （g），称取该质量的干土。

（3）假设拟将该质量为 m_s （g）的土样配制成电导率为 σ （dS/m）的土壤（即该土样与去离子水按 1: 5 的质量比混合后澄清液的电导率为 σ ），可按照这样的方法计算需向其中加入 KCl 的质量：因为 25℃ 时浓度为 1mol/L 的 KCl 溶液其电导率为 128.8dS/m，且 KCl 溶液电导率与摩尔浓度成正比，所以要使质量为 $5m_s$ 的去离子水电导率变为 σ 需向其中加入 KCl 的质量为

$m_{\text{KCl}} = \sigma / 128.8 \times 74.5 \times 5m_s / 1000$ (KCl 分子量为 74.5g/mol, 水密度为 1000g/L)。这也就是要向该质量为 m_s (g) 的土样中加入的 KCl 的质量。

(4) 首先配制体积含水量为 $0.05\text{m}^3/\text{m}^3$ 的土样, 则应该取 $0.05V_s$ (mL) 去离子水。称取步骤 (3) 中计算的质量为 m_{KCl} (g) 的 KCl, 将其溶于该 $0.05V_s$ (mL) 水中。

(5) 将干土和 KCl 溶液倒入金属盆中, 充分搅拌混合均匀, 用分层装填法重新装入 PVC 桶中, 保证土壤体积仍为 V_s (mL) 以保持其容重不变。

(6) 按照上述步骤依次配制电导率 σ 为 0、0.3、0.6、0.9、1.2、1.5、1.8 和 2.1dS/m, 体积含水量为 $0.05\text{m}^3/\text{m}^3$ 的土壤。静置 24 小时后用 P-TDR 土壤参数测试仪测量信号反射率 ρ , 这样就得到土壤体积含水量为 $0.05\text{m}^3/\text{m}^3$ 时的 8 组 (σ , ρ) 数据。

(7) 向每桶土样中添加 $0.05V_s$ (mL) 去离子水, 使其体积含水量增加到 $0.10\text{m}^3/\text{m}^3$, 但土样中的 KCl 含量不变, 重新充分搅拌混合均匀后装入 PVC 桶中, 静置 24h 后再次测量。如此反复直到土样含水饱和 (体积含水量为 $0.30\text{m}^3/\text{m}^3$)。

(8) 每桶土样均按照干土与水质量 1:5 的比例兑水, 充分搅拌混合均匀, 静置 24h, 使用 KOMBI 公司的 PET2000 型电导率仪测量澄清液的电导率。

对 8 种不同电导率 σ 的土样在特定体积含水量 θ_v 下的信号反射率 ρ 的测量数据见表 5-5。

表 5-5 不同电导率的砂土在特定体积含水量下的信号反射率

电导率 σ /(dS/m)	信号反射率 ρ					
	$\theta_v = 0.05\text{m}^3/\text{m}^3$	$\theta_v = 0.10\text{m}^3/\text{m}^3$	$\theta_v = 0.15\text{m}^3/\text{m}^3$	$\theta_v = 0.20\text{m}^3/\text{m}^3$	$\theta_v = 0.25\text{m}^3/\text{m}^3$	$\theta_v = 0.30\text{m}^3/\text{m}^3$
0.06	0.992	0.986	0.977	0.969	0.962	0.965
0.34	0.942	0.925	0.917	0.908	0.906	0.907
0.62	0.906	0.884	0.870	0.862	0.860	0.867
0.92	0.887	0.856	0.845	0.831	0.838	0.843
1.20	0.860	0.827	0.800	0.789	0.797	0.834
1.64	0.837	0.788	0.764	0.758	0.774	0.835
1.82	0.809	0.762	0.742	0.750	0.767	0.830
2.07	0.772	0.734	0.705	0.730	0.765	0.830

5.2 P-TDR 的土壤水分测试性能分析

将表 5-3 和表 5-4 所列数据描绘出来，如图 5-1 和图 5-2 所示。

从图中可以看出：

(1) 对于不同质地的土壤，在同样的体积含水量下测得的信号传播时间有一定差异，这表示土壤的质地对测量结果有一定的影响。

(2) 在同样的体积含水量下，土壤的粘粒含量越高，测得的信号传播时间越短（即用 P-TDR 测得的体积含水量越小），在土壤含水量较小时这种情况尤其明显。这可能是土壤中的束缚水随粘粒含量增大而增多导致的，当土壤中总的含水量较大时，束缚水的比例减小，测量结果随土质变化的差异也变小。

(3) 从变化趋势来看，砂土和砂壤土的体积含水量与信号传播时间近似为二次函数关系，而砂质粘壤土、壤粘土和粘土则近似为线性关系。

(4) 对于砂质粘壤土来说，不同的容重对测量结果略有影响但影响不大，在体积含水量较小时，容重越大测得的信号传播时间越长（即用 P-TDR

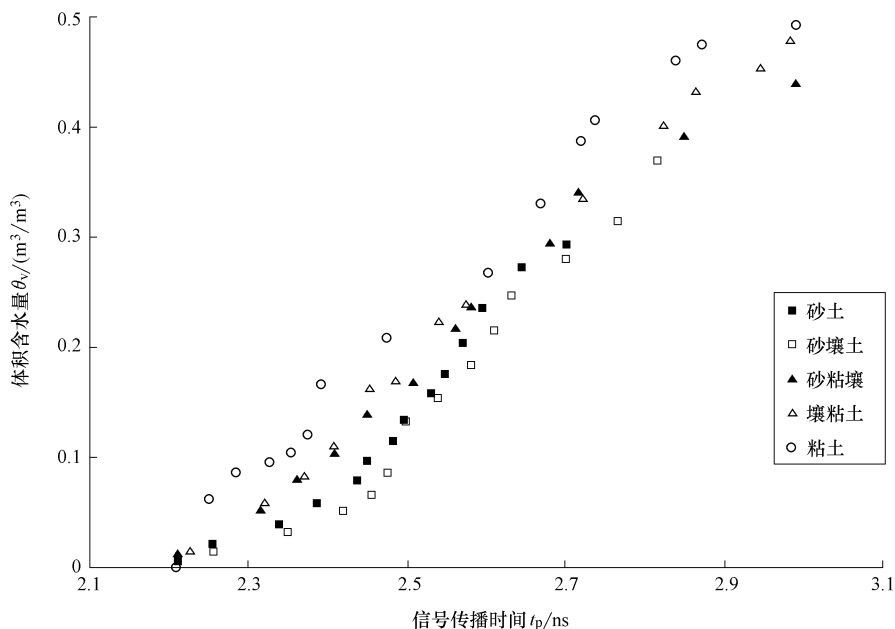


图 5-1 五种不同质地土壤的含水量与测试信号传播时间关系图

测得的体积含水量越大), 在体积含水量较大时测得的信号传播时间随容重的改变没有明显的变化。

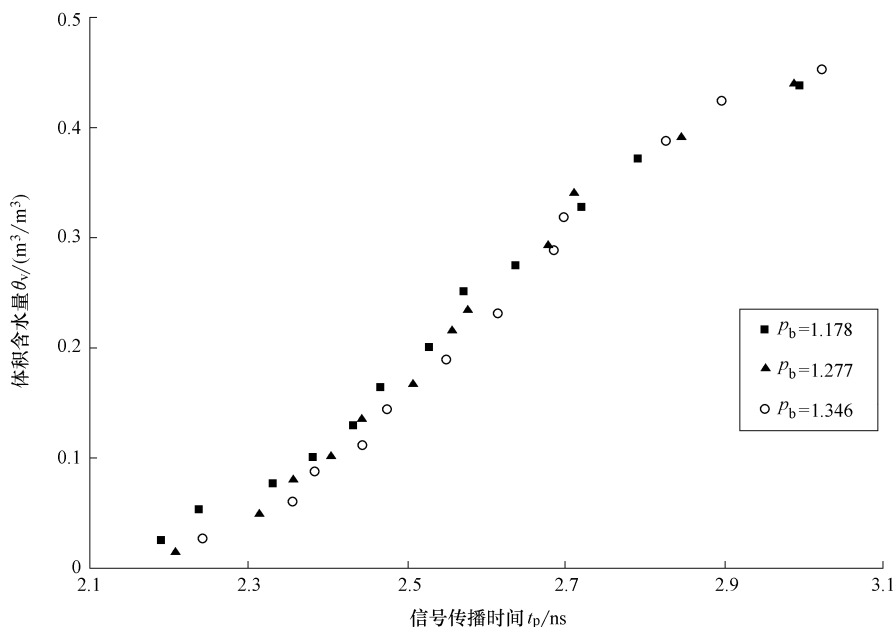


图 5-2 三种不同容重砂质粘壤土的体积含水量与测试信号传播时间关系图

5.2.1 研究方法 with 评价指标

针对测量结果这些特点, 使用最小二乘法对不同质地土壤的体积含水量与测试信号传播时间的关系进行回归分析, 分两类情况进行讨论:

- (1) 使用一次到三次多项式对每种土壤的测试数据进行回归分析;
- (2) 将所有不同土壤的测试数据分两组或三组分别用三次多项式进行回归分析。

对于回归分析得到的数学模型, 主要采取以下两个指标来考察其定标效果和预测能力:

1. 相关系数 R

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (5-1)$$

式中, n 是用于回归分析的测量样点数; x_i 是在第 i 个样点测得的土壤体积含水量; $\bar{x}$ 是所有样点测量值的平均值; y_i 是根据回归方程由在第 i 个样点测得的信号传播时间计算得到的体积含水量预测值; $\bar{y}$ 是所有样点预测值的平均值。

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^n x_i, \bar{y} = \sum_{i=1}^n y_i$$

相关系数 R (有时也用 R^2 代替) 反映了回归方程与测量数据之间的相关性, R^2 的值越接近 1, 说明回归方程与测量数据之间的相关性越好。 R^2 无量纲, 其取值范围在 0 ~ 1 之间。

2. 均方根误差 RMSE

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2} \quad (5-2)$$

式中各参数的含义与式 (5-1) 相同, 其中 $x_i - y_i$ 是第 i 个样点的土壤体积含水量测量值与预测值之差, 称为第 i 点的预测残差。RMSE 反映了使用 P-TDR 土壤参数测试仪测量信号在探针上往返传播的时间, 并根据回归方程计算出土壤体积含水量与由称重法测量的体积含水量之间的统计意义上的平均误差。RMSE 具有与 x_i 、 y_i 相同的量纲。

为表述方便起见, 以下将 R^2 称为相关系数, 将 R^2 与 RMSE 一起称为回归模型的评价指标 (简称评价指标), R^2 越大 RMSE 越小, 则评价指标越好, R^2 越小 RMSE 越大, 则评价指标越差。

5.2.2 对各种不同质地土壤的测量结果分别进行回归分析

对 5 种不同质地土壤中测得的体积含水量与信号传播时间数据分别用一次、二次、三次多项式单独进行回归分析, 并计算每种回归模型的相关系数与均方根误差。使用三次多项式对每种土壤进行回归分析得到的模型如图 5-3 ~ 图 5-7 所示, 所有情况下的相关系数与均方根误差见表 5-6 ~ 表 5-8。

通过对表 5-6 ~ 表 5-8 中所示的结果进行分析, 可以得出以下结论:

(1) 对于每一种质地的土壤, 使用高次多项式进行回归分析均比使用低次多项式能得到更大的 R^2 和更小的 RMSE。

(2) 对于砂质粘壤土和壤粘土, 使用一次多项式回归模型能取得很好的预测效果, 两者的 RMSE 都小于 $0.02\text{m}^3/\text{m}^3$, 而对其他土壤来说 RMSE 还是大于 $0.02\text{m}^3/\text{m}^3$ 。这说明砂质粘壤土与壤粘土的体积含水量与

信号传播时间的关系更接近线性关系，这与从图 5-1 中所看到的情况是一致的。

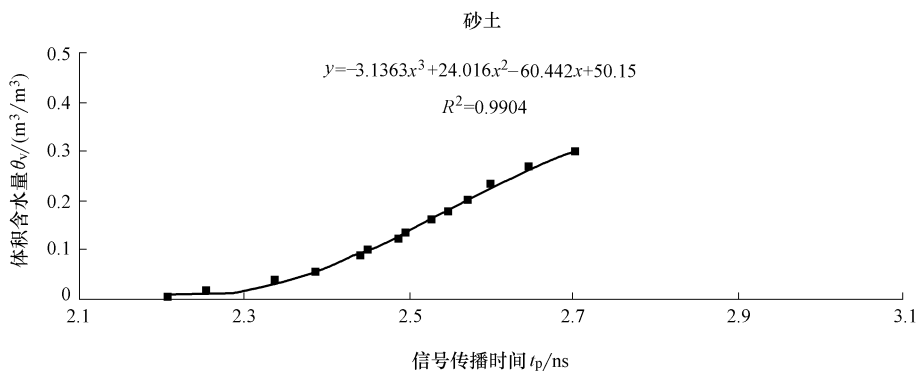


图 5-3 砂土中体积含水量测量数据的回归模型

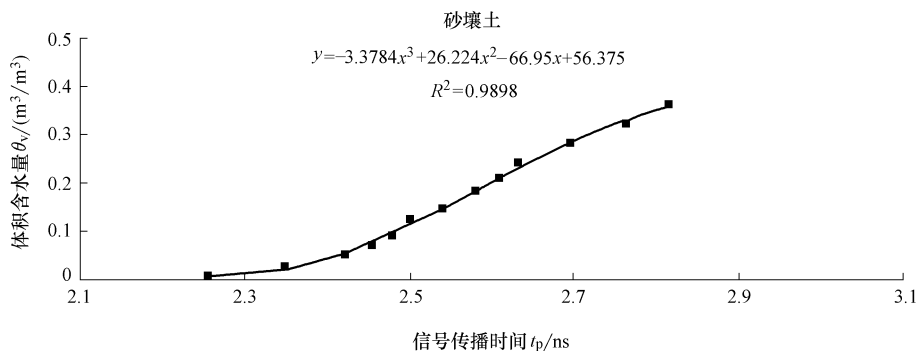


图 5-4 砂壤土中体积含水量测量数据的回归模型

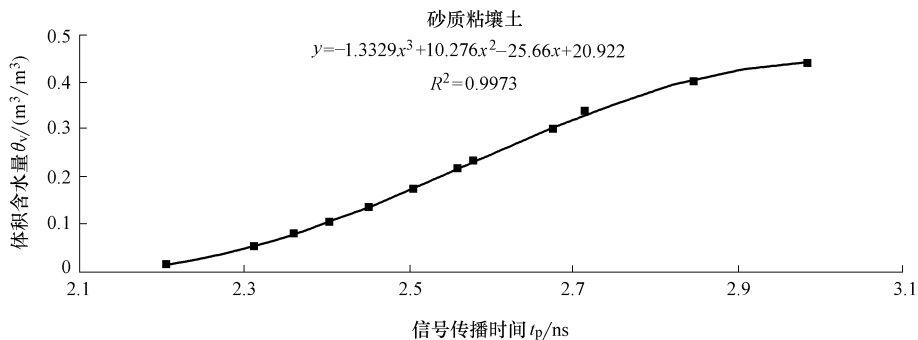


图 5-5 砂质粘壤土中体积含水量测量数据的回归模型

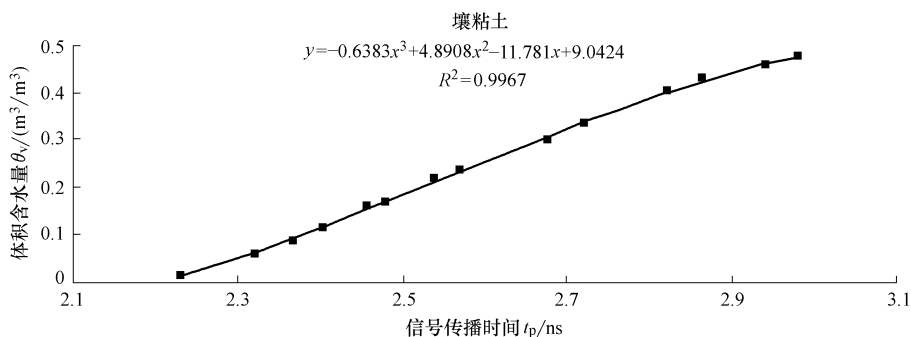


图 5-6 壤粘土中体积含水量测量数据的回归模型

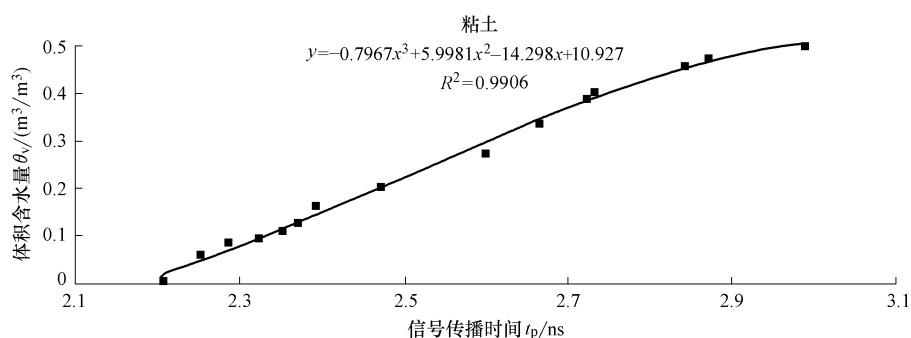


图 5-7 粘土中体积含水量测量数据的回归模型

表 5-6 使用一次多项式对每种土壤的含水量单独进行回归分析的结果

土质	回归方程	R^2	RMSE
砂土	$\theta_v = 0.6268t_p - 1.4163$	0.939	0.022
砂壤土	$\theta_v = 0.6954t_p - 1.6093$	0.957	0.023
砂质粘壤土	$\theta_v = 0.6021t_p - 1.3289$	0.983	0.017
壤粘土	$\theta_v = 0.6400t_p - 1.4151$	0.994	0.012
粘土	$\theta_v = 0.6627t_p - 1.4402$	0.983	0.021

表 5-7 使用二次多项式对每种土壤的含水量单独进行回归分析的结果

土质	回归方程	R^2	RMSE
砂土	$\theta_v = 0.8717t_p^2 - 3.6472t_p + 3.8058$	0.982	0.012
砂壤土	$\theta_v = 0.5204t_p^2 - 1.9554t_p + 1.7534$	0.974	0.018

(续)

土质	回归方程	R^2	RMSE
砂质粘壤土	$\theta_v = -0.1080t_p^2 + 1.1630t_p - 2.0520$	0.985	0.017
壤粘土	$\theta_v = -0.0977t_p^2 + 1.1527t_p - 2.0821$	0.995	0.011
粘土	$\theta_v = -0.2225t_p^2 + 1.8110t_p - 2.9082$	0.988	0.018

表 5-8 使用三次多项式对每种土壤的含水量单独进行回归分析的结果

土质	回归方程	R^2	RMSE
砂土	$\theta_v = -3.1363t_p^3 + 24.016t_p^2 - 60.442t_p + 50.150$	0.990	0.009
砂壤土	$\theta_v = -3.3784t_p^3 + 26.224t_p^2 - 66.950t_p + 56.375$	0.990	0.012
砂质粘壤土	$\theta_v = -1.3329t_p^3 + 10.276t_p^2 - 25.660t_p + 20.922$	0.997	0.007
壤粘土	$\theta_v = -0.6383t_p^3 + 4.8908t_p^2 - 11.781t_p + 9.0424$	0.997	0.009
粘土	$\theta_v = -0.7967t_p^3 + 5.9981t_p^2 - 14.298t_p + 10.927$	0.991	0.016

(3) 使用二次多项式进行回归, 对所有不同质地的土壤均能得到不超过 $0.02\text{m}^3/\text{m}^3$ 的 RMSE, 与一次多项式回归分析的结果相比, 砂土和砂壤土的评价指标明显改善, R^2 明显变大, 同时 RMSE 大大降低达到了 $0.02\text{m}^3/\text{m}^3$ 以下; 而砂质粘壤土、壤粘土和粘土的评价指标变化不大。说明砂土和砂壤土的体积含水量与信号传播时间的关系更接近二次函数关系。

(4) 使用三次多项式进行回归, 对所有土壤均能得到超过 0.99 的 R^2 值, 且 RMSE 都不超过 $0.016\text{m}^3/\text{m}^3$, 砂土、砂质粘壤土和壤粘土的 RMSE 还达到了 $0.01\text{m}^3/\text{m}^3$ 以下。

(5) 从二次回归方程的系数来看, 这五种土壤的体积含水量与信号传播时间的关系大致可以分为两类: 砂土和砂壤土为一类, 砂质粘壤土、壤粘土和粘土为另一类。如果要将两种或两种以上土壤中测量的数据合并在一起进行回归分析, 可以考虑这样的分类方案, 考虑到粘土的特殊性, 也可将其单独作为一类进行分析。

5.2.3 对多种不同质地土壤的测量数据组合进行回归分析

基于上述对每种土壤单独进行回归分析得出的结论, 我们可以考虑将两

种或三种土壤的测量数据合并进行回归分析，考察不同质地的土壤使用相同的回归模型是否能取得较好的预测性能。共分三种情况进行考虑：

- (1) 将砂土和砂壤土合为一类，砂质粘壤土和壤粘土合为一类，粘土单独作为一类；
- (2) 将砂土和砂壤土合为一类，砂质粘壤土、壤粘土和粘土合为另一类；
- (3) 所有 5 种土壤都合并在一起。

仍分别使用一次、二次和三次多项式对每一类土壤进行回归分析，计算每种回归模型的相关系数与均方根误差。使用三次多项式对不同土壤合并进行回归分析得到的模型（粘土单独作为一类的情况见图 5-7）如图 5-8 ~ 图 5-11 所示，表 5-9 ~ 表 5-11 列出了所有情况下的相关系数与均方根误差。

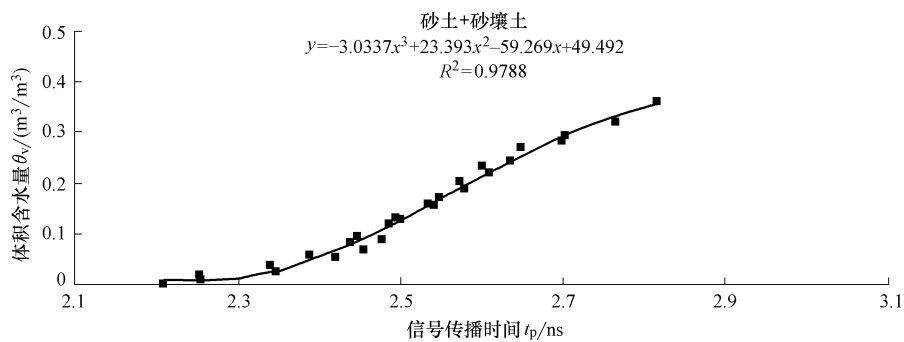


图 5-8 砂土与砂壤土中体积含水量测量数据的合并回归模型

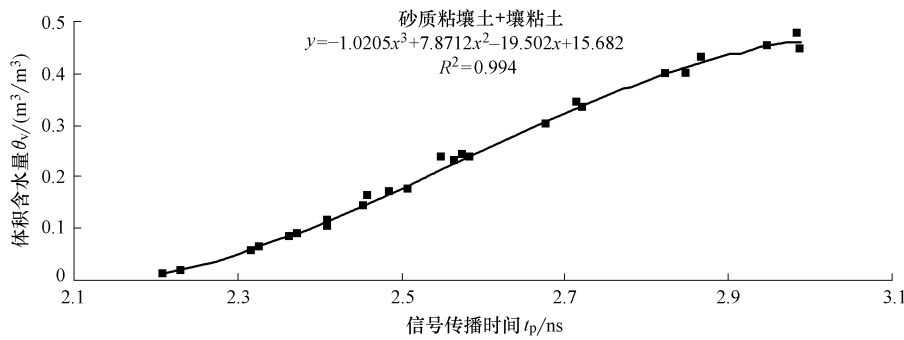


图 5-9 砂质粘壤土与壤粘土中体积含水量测量数据的合并回归模型

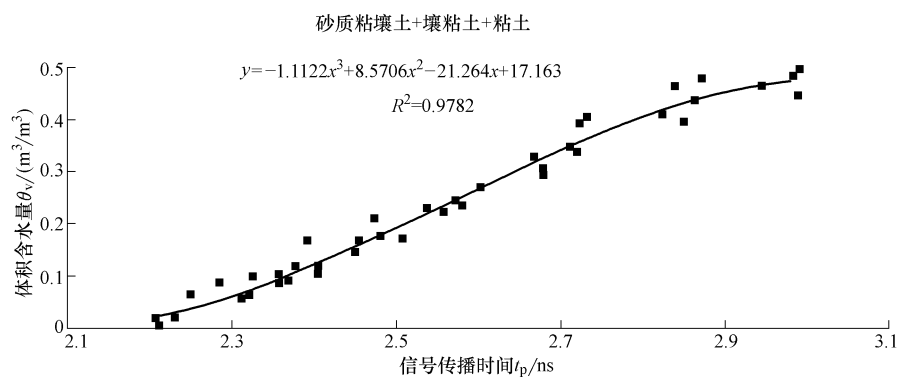


图 5-10 砂质粘壤土、壤粘土与粘土中体积含水量测量数据的合并回归模型

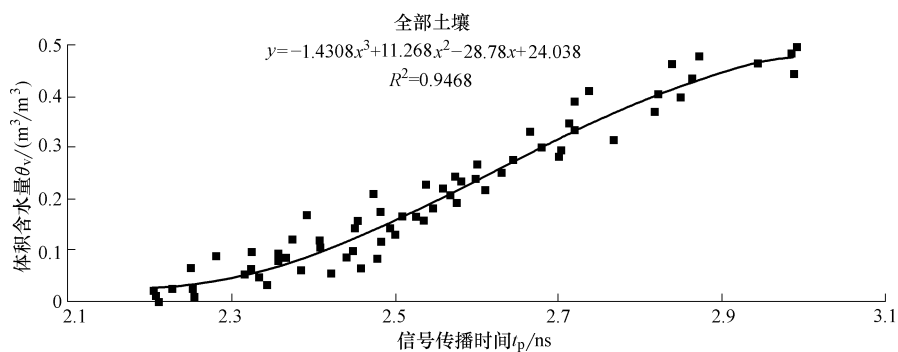


图 5-11 所有不同质地土壤中体积含水量测量数据的合并回归模型

表 5-9 使用一次多项式对不同土壤的含水量合并进行回归分析的结果

土质	回归方程	R^2	RMSE
砂土 + 砂壤土	$\theta_v = 0.6472t_p - 1.4764$	0.938	0.025
砂质粘壤土 + 壤粘土	$\theta_v = 0.6264t_p - 1.3848$	0.987	0.016
粘土	$\theta_v = 0.6627t_p - 1.4402$	0.983	0.021
砂质粘壤土 + 壤粘土 + 粘土	$\theta_v = 0.6348t_p - 1.3930$	0.971	0.026
全部土壤	$\theta_v = 0.6534t_p - 1.4609$	0.934	0.036

表 5-10 使用二次多项式对不同土壤的含水量合并进行回归分析的结果

土质	回归方程	R^2	RMSE
砂土 + 砂壤土	$\theta_v = 0.5373t_p^2 - 2.0456t_p + 1.8852$	0.961	0.020
砂质粘壤土 + 壤粘土	$\theta_v = -0.0889t_p^2 + 1.0909t_p - 1.9868$	0.988	0.016
粘土	$\theta_v = -0.2225t_p^2 + 1.8110t_p - 2.9082$	0.988	0.018
砂质粘壤土 + 壤粘土 + 粘土	$\theta_v = -0.1054t_p^2 + 1.1826t_p - 2.0988$	0.972	0.025
全部土壤	$\theta_v = 0.1477t_p^2 - 0.1097t_p - 0.4820$	0.936	0.035

表 5-11 使用三次多项式对不同土壤的含水量合并进行回归分析的结果

土质	回归方程	R^2	RMSE
砂土 + 砂壤土	$\theta_v = -3.0337t_p^3 + 23.393t_p^2 - 59.269t_p + 49.492$	0.979	0.015
砂质粘壤土 + 壤粘土	$\theta_v = -1.0205t_p^3 + 7.8712t_p^2 - 19.502t_p + 15.682$	0.994	0.011
粘土	$\theta_v = -0.7967t_p^3 + 5.9981t_p^2 - 14.298t_p + 10.927$	0.991	0.016
砂质粘壤土 + 壤粘土 + 粘土	$\theta_v = -1.1122t_p^3 + 8.5706t_p^2 - 21.264t_p + 17.163$	0.978	0.022
全部土壤	$\theta_v = -1.4308t_p^3 + 11.268t_p^2 - 28.780t_p + 24.038$	0.947	0.032

通过对表 5-9 ~ 表 5-11 中所示的结果进行分析, 可以得出以下结论:

(1) 对于每一类土壤的组合, 使用高次多项式进行回归分析均比使用低次多项式能得到更大的 R^2 和更小的 RMSE。

(2) 与表 5-6 ~ 表 5-8 对照可知, 对于每一类土壤的组合, 不管使用几次多项式进行回归分析, 其评价指标都比该类中每种土壤 (使用相应次数的多项式) 单独进行回归分析的评价指标差。

(3) 对于砂质粘壤土与壤粘土两种土壤的组合, 使用一次多项式回归模型即能取得很好的预测效果, 其 R^2 和 RMSE 分别达到了 0.0987 和 $0.016\text{m}^3/\text{m}^3$ 。而提高多项式次数后评价指标的改善不太显著。

(4) 对于砂土和砂壤土两种土壤的组合, 要使用二次或三次多项式进行回归才能取得较好的预测效果 (也就是 RMSE 小于 $0.02\text{m}^3/\text{m}^3$)。

(5) 如果将粘土与砂质粘壤土与壤粘土合并在一起, 使用一次到三次多项式进行回归也能得到可接受的结果 (R^2 大于 0.9, RMSE 小于 $0.03\text{m}^3/\text{m}^3$)。

5.2.4 不同容重对测量结果的影响分析

为了分析容重对评价指标的影响, 我们采用与上面类似的方法, 也就是对 3 种不同容重的砂质粘壤土中测得的体积含水量与信号传播时间数据

分别用一次、二次、三次多项式单独和合并进行回归分析，并计算每种回归模型的相关系数与均方根误差。图 5-12 ~ 图 5-15 给出了对每种土壤使用三次多项式进行回归分析得到的模型，表 5-12 ~ 表 5-14 列出了所有情况下的相关系数与均方根误差。

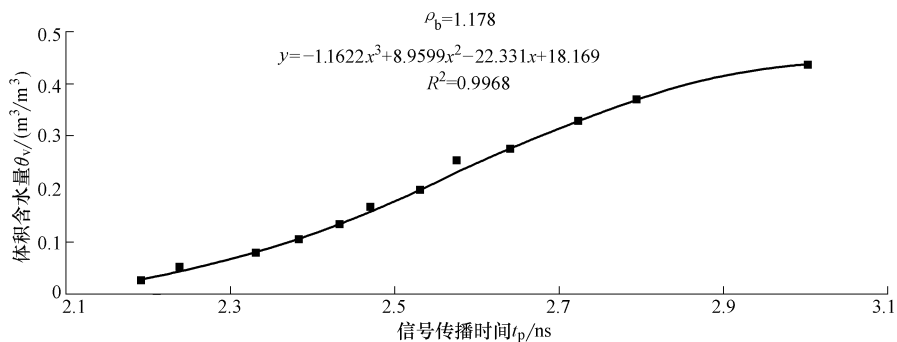


图 5-12 容重为 1.178 的砂质粘壤土体积含水量测量数据回归模型

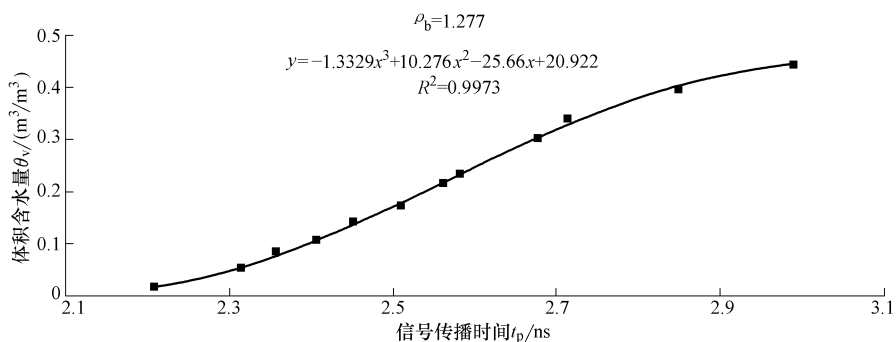


图 5-13 容重为 1.277 的砂质粘壤土体积含水量测量数据回归模型

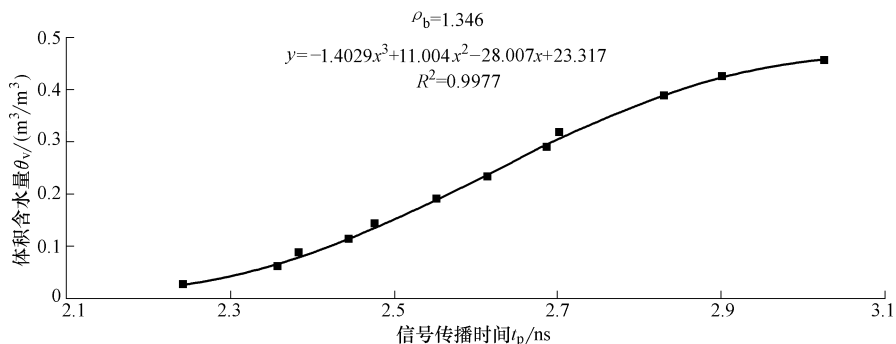


图 5-14 容重为 1.346 的砂质粘壤土体积含水量测量数据回归模型

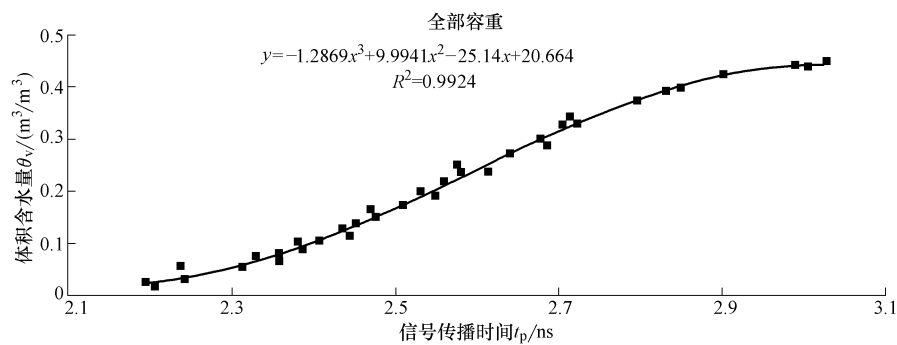


图 5-15 三种不同容重的砂质粘壤土体积含水量测量数据的合并回归模型

表 5-12 使用一次多项式对不同容重土壤的含水量进行回归分析的结果

容重	回归方程	R^2	RMSE
1.178	$\theta_v = 0.5527t_p - 1.1962$	0.9818	0.0171
1.277	$\theta_v = 0.6021t_p - 1.3289$	0.9828	0.0174
1.346	$\theta_v = 0.6129t_p - 1.3690$	0.9833	0.0181
全部容重	$\theta_v = 0.5841t_p - 1.2841$	0.9775	0.0201

表 5-13 使用二次多项式对不同容重土壤的含水量进行回归分析的结果

容重	回归方程	R^2	RMSE
1.178	$\theta_v = -0.0811t_p^2 + 0.9711t_p - 1.7314$	0.9832	0.0165
1.277	$\theta_v = -0.1080t_p^2 + 1.1630t_p - 2.0520$	0.9846	0.0165
1.346	$\theta_v = -0.0868t_p^2 + 1.0703t_p - 1.9672$	0.9843	0.0176
全部容重	$\theta_v = -0.0644t_p^2 + 0.9193t_p - 1.7171$	0.9782	0.0198

表 5-14 使用三次多项式对不同容重土壤的含水量进行回归分析的结果

容重	回归方程	R^2	RMSE
1.178	$\theta_v = -1.1622t_p^3 + 8.9599t_p^2 - 22.331t_p + 18.169$	0.9968	0.0073
1.277	$\theta_v = -1.3329t_p^3 + 10.276t_p^2 - 25.660t_p + 20.922$	0.9973	0.0069
1.346	$\theta_v = -1.4029t_p^3 + 11.004t_p^2 - 28.007t_p + 23.317$	0.9977	0.0071
全部容重	$\theta_v = -1.2869t_p^3 + 9.9941t_p^2 - 25.140t_p + 20.664$	0.9924	0.0118

通过对至表 5-12 ~ 表 5-14 中所示的结果进行分析, 可以得出以下结论:

(1) 对不同容重的砂质粘壤土中测得的数据分别单独进行回归分析, 它们各自得到的回归模型的评价指标近似相等。

(2) 对所用不同容重的砂质粘壤土中测得的数据合并进行回归分析, 得到的回归模型比单独进行回归分析得到的模型评价指标稍差, 但差别不大。

综上所述, 我们使用 P-TDR 土壤参数测试仪对五种不同质地的土壤进行了体积含水量的测试, 这五种土壤来自不同的地区, 粘粒含量从 7% ~ 50%, 有机质含量从 0.9g/kg 到 13.9g/kg, 覆盖了较大范围的土壤类型。对用称重法得到的土壤体积含水量和用 P-TDR 测试得到的信号传播时间的关系, 使用不同的多项式方程分别对每种不同的土壤和几种土壤的组合进行了回归分析, 对得到的回归模型进行了详尽的对比评价。根据研究的结果, 可以得到以下结论:

(1) 被测土壤的质地对 P-TDR 土壤水分测量的结果有一定的影响, 但性质相近的某些土壤可以归为同一类型, 它们之间的土质差异对测量结果的影响可以忽略。

(2) 通常粘粒含量很少的砂质土壤可以合为一类, 它们的体积含水量与信号传播时间的关系近似为二次函数关系, 使用二次多项式回归模型即可以得到不超过 $0.02\text{m}^3/\text{m}^3$ 的均方根误差。

(3) 粘粒含量低于 50% 的壤土或壤粘土可以合为一类, 它们的体积含水量与信号传播时间的关系近似为线性关系, 使用线性回归模型就可以得到不超过 $0.02\text{m}^3/\text{m}^3$ 的均方根误差。

(4) 粘粒含量超过 50% 的粘土, 需要单独进行标定, 其体积含水量与信号传播时间的关系使用三次多项式进行回归分析能得到较好的结果。

(5) 上述三类土壤如果使用三次方程对 P-TDR 土壤参数测试仪进行标定, 其测得的土壤体积含水量均方根误差都可达到 $0.02\text{m}^3/\text{m}^3$ 以下。这样根据粘粒含量对土壤进行分类后, 使用 P-TDR 进行土壤含水量的实际测量时, 不需要对特定的土壤作额外的标定。

(6) 同类型的土壤, 其容重对 P-TDR 土壤参数测试仪的测量结果影响不大, 因此使用 P-TDR 实测土壤体积含水量时, 在允许的误差范围内可忽略土壤容重的影响。

5.3 P-TDR 的土壤电导率测试性能分析

将表 5-5 所列数据描绘出来如图 5-16 所示，从图中可以看到

(1) 土壤电导率不同时，P-TDR 土壤参数测试仪测得的信号反射率有明显的变化，因此使用 P-TDR 可以测量土壤电导率。

(2) 土壤含水量较低时，土壤电导率与信号反射率近似为线性关系，但在土壤电导率相同时土壤体积含水量对信号反射率有较大影响。

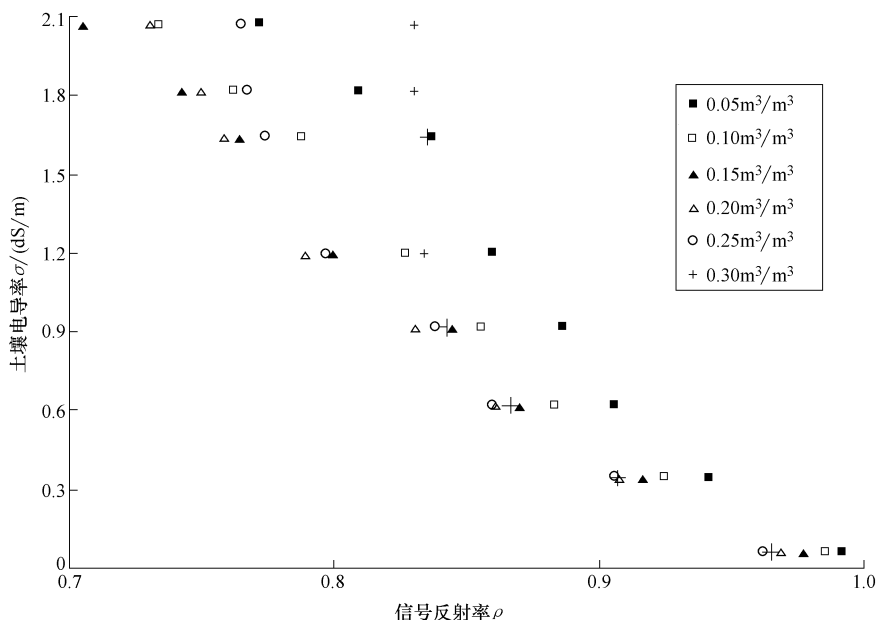


图 5-16 不同含水量的砂土的电导率与测试信号反射率关系图

因此我们考虑对不同含水量下的土壤电导率与信号反射率的关系进行回归分析，并使用与前述相同的指标对回归模型和 P-TDR 的测量性能进行评价。使用三次多项式对不同体积含水量的土壤进行回归分析得到的模型如图 5-17 ~ 图 5-22 所示，表 5-15 列出了相应的相关系数与均方根误差。

通过对表 5-15 中所示的结果进行分析，可以得出以下结论：

(1) 土壤体积含水量较低时，使用 P-TDR 对土壤电导率进行测量可得到较好的结果，测量的均方根误差不超过 0.05 dS/m。

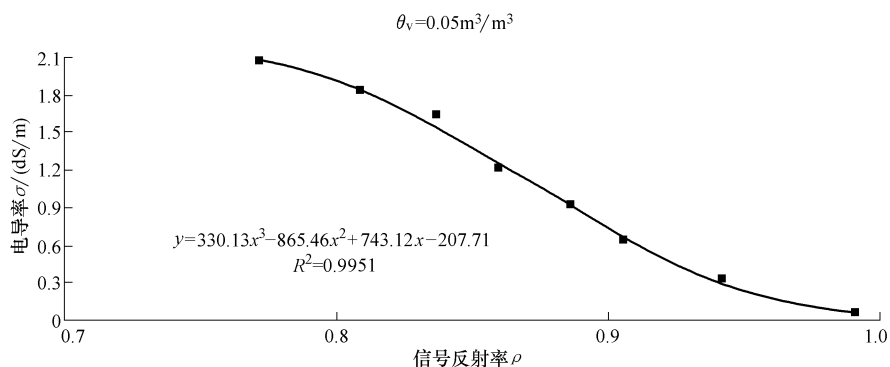


图 5-17 体积含水量为 5% 的砂土电导率测量数据回归模型

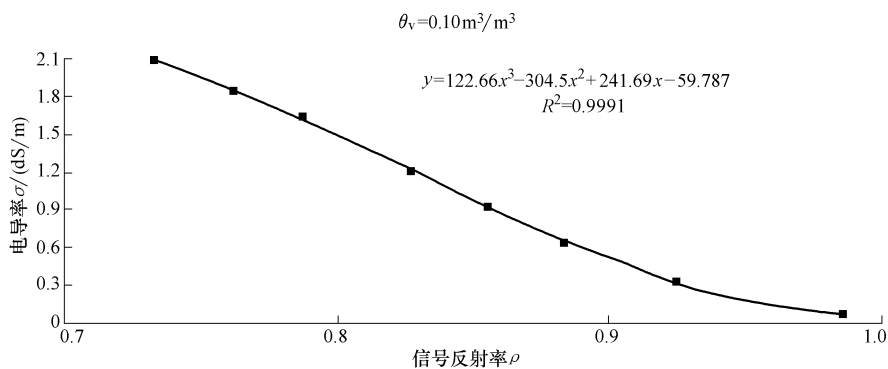


图 5-18 体积含水量为 10% 的砂土电导率测量数据回归模型

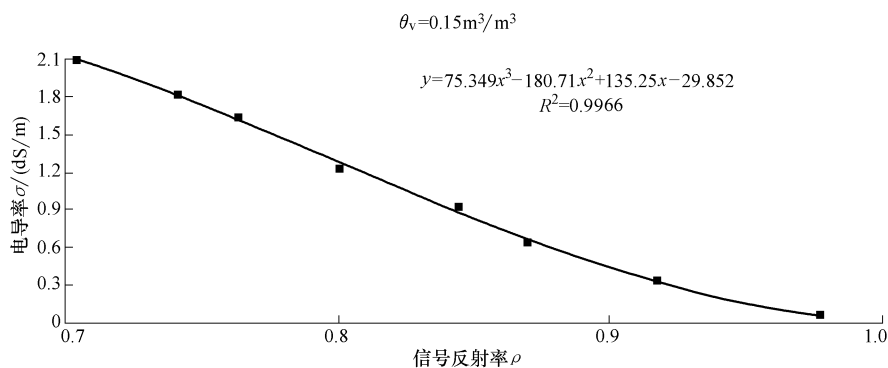


图 5-19 体积含水量为 15% 的砂土电导率测量数据回归模型

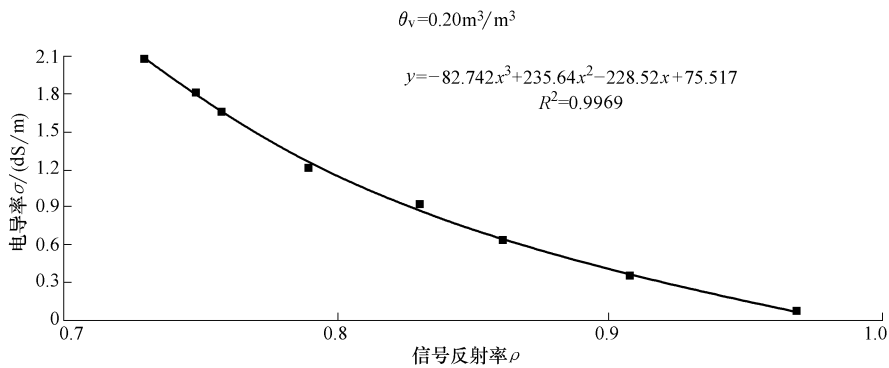


图 5-20 体积含水量为 20% 的砂土电导率测量数据回归模型

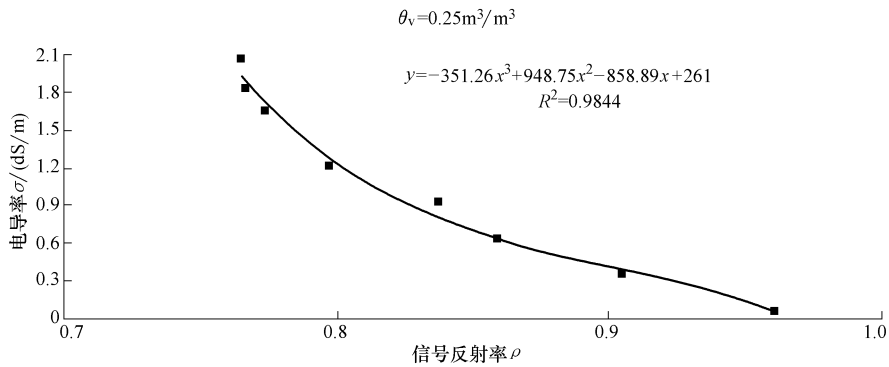


图 5-21 体积含水量为 25% 的砂土电导率测量数据回归模型

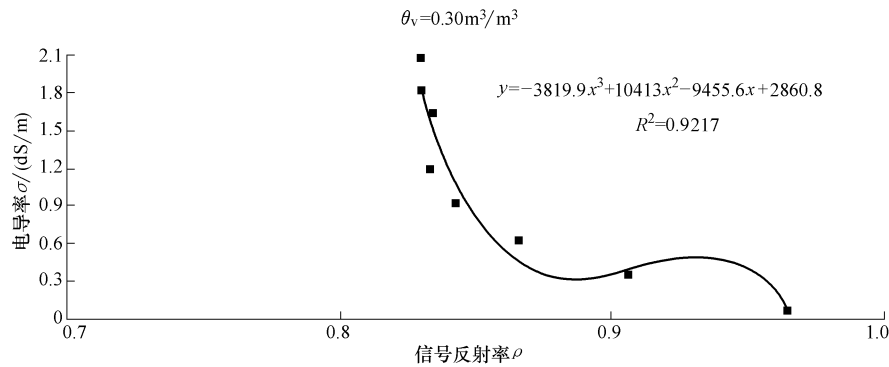


图 5-22 体积含水量为 30% 的砂土电导率测量数据回归模型

表 5-15 使用三次多项式对不同含水量砂土的电导率进行回归分析的结果

体积含水量	回归方程	R^2	RMSE
0.05	$\sigma = 330.13\rho^3 - 865.46\rho^2 + 743.12\rho - 207.71$	0.9951	0.0475
0.10	$\sigma = 122.66\rho^3 - 304.50\rho^2 + 241.69\rho - 59.787$	0.9991	0.0204
0.15	$\sigma = 75.349\rho^3 - 180.71\rho^2 + 135.25\rho - 29.852$	0.9966	0.0395
0.20	$\sigma = -82.742\rho^3 + 235.64\rho^2 - 228.52\rho + 75.517$	0.9969	0.0377
0.25	$\sigma = -251.26\rho^3 + 948.75\rho^2 - 858.89\rho + 261$	0.9844	0.0847
0.30	$\sigma = -3819.9\rho^3 + 10413\rho^2 - 9455.6\rho + 2860.8$	0.9217	0.2821

(2) 土壤含水量对测量结果影响较大, 所以使用 P-TDR 对土壤电导率进行实际测量时可能要采取这样的方法: 首先测量出土壤的体积含水量, 然后根据不同含水量的电导率与信号反射率的标定公式计算土壤电导率。对于测得的土壤体积含水量不等于预先设定的含水量时, 则采用相近含水量下的标定公式计算结果的差值。

第 6 章



土壤水分数据采集终端

随着现代信息技术的不断发展，将全球定位系统（GPS）、地理信息系统（GIS）等技术融合到土壤水分测量方法的研究中来，从而对土壤水分快速测量技术进行重新认识已经成为不可避免的研究趋势。本文将 P-TDR 土壤水分测试仪结合现代 GPS 全球卫星定位技术，完成了土壤水分数据采集终端的设计与开发，其外观如图 6-1 所示。



图 6-1 土壤水分数据采集终端外观

该数据采集终端主要实现了如下功能:

(1) 使用 P-TDR 土壤水分传感器测量各个采样点地表下 0 ~ 1m 深的土壤水分数据。通过循环 100 次模/数转换, 求取土壤水分平均值, 保存到数据采集终端的非易失存储器中。测量结果为土壤体积含水量, 单位为 m^3/m^3 , 测量准确度为 $\pm 0.02\text{m}^3/\text{m}^3$, 测量时间 3s。

(2) 通过与 GPS 手持机进行通信, 来确定各个数据采集点的经纬度数据及准确的采集时间, 定位精度约 20m。

(3) 处理 GPS 经纬度坐标, 将 WGS-84 大地坐标最后转换为高斯投影坐标。

(4) 存储所测各点的土壤水分数据、GPS 定位数据, 并通过串口或 USB 传送给计算机保存和处理。

6.1 GPS 简介

1. GPS

1973 年 12 月, 美国国防部批准建立了它的新的卫星导航系统: NAVSTAR/GPS (Navigation Satellite Timing And Ranging/Global Positioning System, 卫星测时测距导航/全球定位系统, 简称 GPS)。该系统是以卫星为基础的无线电导航定位系统, 具有全能性 (陆地、海洋、航空和航天)、全球性、全天候、连续性和实时性的导航、定位和定时的功能, 能为用户提供精密的三维坐标、速度和时间。

GPS 实施计划共分 3 个阶段。第一阶段为方案论证和初步设计阶段, 从 1973 年到 1979 年, 共发射了 4 颗试验卫星, 研制了地面接收机及建立地面跟踪网。第二阶段为全面研制和试验阶段, 从 1979 年到 1984 年, 又陆续发射了 7 颗试验卫星, 研制了各种用途的接收机。第三阶段为实用组网阶段, 1989 年第一颗 GPS 工作卫星发射成功, 表明 GPS 进入工程建设阶段, 1993 年底使用的 GPS 网, 即 (21 + 3) GPS 星座已经建成。

整个 GPS 系统分为空间部分 (卫星星座)、地面支撑系统、用户设备三大部分。空间部分包括 21 颗工作卫星, 3 颗备用卫星。地面支撑系统包括 1 个主控站, 3 个注入站和 5 个监测站。用户设备现有很多产品, 主要负责接收 GPS 卫星信号, 获得必要的导航和定位信息。

GPS 卫星星座如图 6-2 所示, 其基本参数是, 卫星颗数为 21 + 3, 卫星

轨道面个数为 6，卫星高度为 20200km，轨道倾角为 55° ，卫星运行周数为 11h58min，载波频率为 1575.42MHz 和 1227.60MHz。卫星通过天顶时，卫星可见时间为 5h，在地球表面上任何地点任何时刻，在高度角 15° 以上，平均可同时观测到 6 颗卫星，最多可达到 9 颗卫星。当地面的接收设备同时接收四颗或四颗以上的导航电文后即可进行三维定位，如图 6-3 所示，其定位精度取决于 GPS 捕获导航电文码的能力。

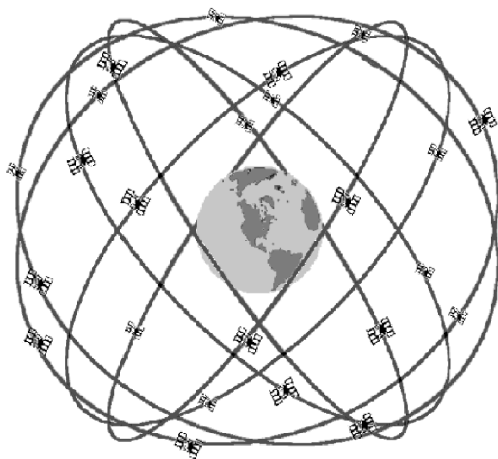


图 6-2 GPS 卫星星座

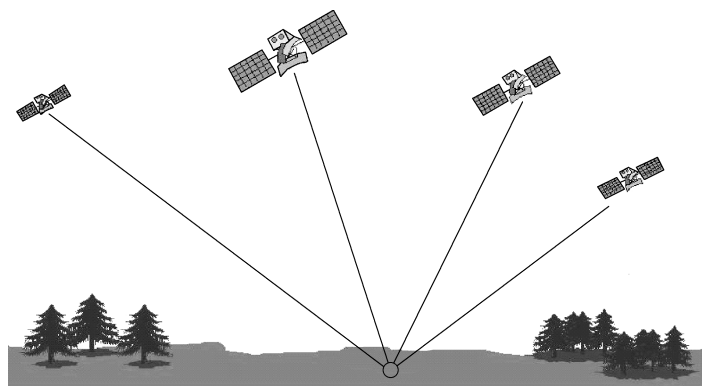


图 6-3 GPS 卫星三维定位

2. GPS 接收机

GPS 接收机属于 GPS 中的用户设备部分，它接收 GPS 卫星发射信号，以

获得必要的导航和定位信息,经数据处理,完成导航和定位工作。在本文中主要运用 GPS 接收机来采集采样点的经度纬度值,采用的是 GARMIN 公司生产的 eTrex Venture 型手持式 GPS 接收机。它的基本结构是由 GPS 天线、变频器、标频器、信号通道、微处理器和存储器、电源等组成。在启动完成自检初始化后,它将自动接收来自天线的 GPS 的射频信号,将此信号进行变频、放大、相关、混频等一系列处理后,完成对其天线所监测范围内几颗卫星的连续跟踪,经过算法解译出 GPS 卫星所发送的导航电文,最后经过标准的 I/O 接口输出定位数据。

3. GPS 接收机的数据通信协议 (NMEA0183 通信协议)

GPS 接收机型号很多,但绝大部分都采用了美国国家海洋电子协会制定的 NMEA-0183V20 通信标准格式。这种通信协议开始主要用于航海方面,以使世界上各种海事电子设备能相互连接进行数据通信,目前这种通信协议已广泛应用于其他各个领域。所以我们可以软件控制 GPS 机输出的 NMEA 格式的信息,在对导航定位参数进行编辑、计算、处理后得到位置、精确时间等信息,并对它们实施管理。GPS 接收机的输出语句均按照串行通信协议,数据格式为 8 个数据位,一个起始位,一个停止位,根据需要选择波特率。其输出语句采用的是 ASCII 字符码,输出语句达十多种,包括 GGA, GSA, GSV, RMC, RMT, VTC 等。本文采用的是常用的 GGA 定位数据语句,其数据结构为

- (1) 标准世界时 UTC (hhmmss——时分秒格式);
- (2) 纬度 (ddmm. mmmm——度分格式,其中 dd 为度,mm. mmmm 为分);
- (3) 北纬或南纬 (N/S);
- (4) 经度 (dddmm. mmmm——度分格式,其中 ddd 为度,mm. mmmm 为分);
- (5) 东经或西经 (E/W);
- (6) GPS 状态指示,0 为定位无效,1 为非差分有效定位,2 为差分有效定位;
- (7) 锁定卫星的数目 (00 ~ 12);
- (8) 水平经度因子 (05 ~ 999);
- (9) 以平均海平面为标准的天线高度 (-99999 ~ 99999);
- (10) 大地水准面高 (-9999 ~ 99999);

(11) 差分 GPS 改正数的有效期。若不用差分这一项无效;

(12) 差分参考站的标识 (0000 ~ 1023)。

4. GPS 定位坐标与高斯平面投影坐标的转换算法

通过 GPS 接收到的地理位置信息, 最终需要结合 GIS 软件在电子地图上显示出来, 但在实际的土壤墒情监测应用中发现在电子地图上显示时会出现较大的误差。这是由于 GPS 接收机接收到的定位数据属于美国国防部研制的 WGS-84 坐标系, 而国内的电子地图一般使用的是 54 北京坐标系的高斯平面投影。因此, 要准确的在电子地图上显示定位点, 就必须要有正确的坐标转换方法。本文为了能在我国的电子地图上正确无误地显示 GPS 定位点, 按如下步骤进行了坐标转换。

(1) 利用 WGS-84 大地坐标 (B, L, H), 计算出 WGS-84 地心直角坐标 (x_{84}, y_{84}, z_{84})。WGS-84 地心直角坐标系的定义为地球椭球的中心与地球质心相合, 椭球的短轴与地球自转轴相合, 大地纬度 B 为过地面点的椭球法线与椭球赤道面的夹角, 大地经度 L 为过地面点椭球子午面与格林尼治子午面之间的夹角, 大地高度 H 为地面点沿椭球法线至椭球面的距离, 如图 6-4 所示。

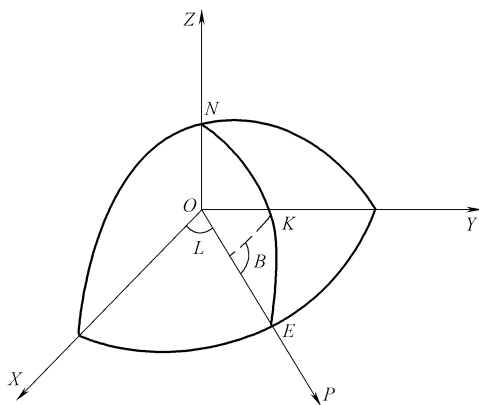


图 6-4 地心直角坐标系

如图 6-5 所示, 以 O 为圆心、长轴 a 为半径作圆弧 RQ , 又以 O 为圆心、短轴 b 为半径作圆弧 LM , 过 K 点作 OP 轴的垂线 $K'K$, 作子午椭圆的切线 KT 。

设 OK' 与 OP 轴夹角为 μ , 由 KT 为 K 点在子午椭圆的切线可得

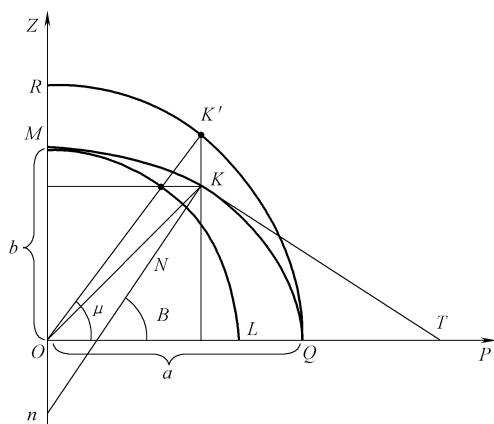


图 6-5 直角坐标系

$$\tan \mu = \sqrt{1 - e^2} \tan B \quad (6-1)$$

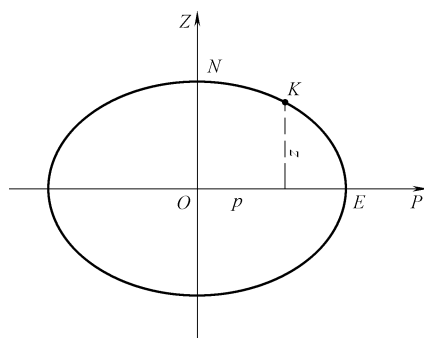


图 6-6 子午椭圆

点 K 在椭球面上的坐标 (p, z) 表示为 (见图 6-6)

$$\begin{cases} p = N \cos B \\ z = N \frac{b}{a} \sqrt{1 - e^2} \sin B \end{cases} \quad (6-2)$$

式中, $N = a \sqrt{1 - e^2 \sin^2 B}$ 。

再由图 6-4, 可得

$$\begin{aligned}
 x_{84} &= (N + H) \cos B \sin L \\
 y_{84} &= (N + H) \cos B \cos L \\
 z_{84} &= [(N(1 - e^2) + H) \sin B]
 \end{aligned} \tag{6-3}$$

(2) 通过坐标平移、旋转和缩放, 把地心直角坐标 (x_{84}, y_{84}, z_{84}) 变成 54 北京直角坐标 (x_{54}, y_{54}, z_{54}) 。由于 WGS-84 坐标和 54 北京坐标所参考的椭球面不一样, 所以两者之间存在平移、旋转和尺寸变化比例的关系。直角坐标系的平移与旋转如图 6-7 所示, ε_i 表示绕 i 轴旋转的角度 (i 代表 X 、 Y 、 Z)。

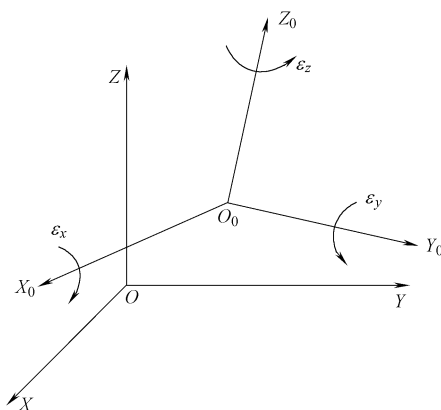


图 6-7 直角坐标系的平移与旋转

Δx 、 Δy 、 Δz 分别表示沿 X 、 Y 、 Z 轴的平移量。指定点 K 在 WGS-84 坐标系中的坐标 (x_{84}, y_{84}, z_{84}) 与在 54 北京坐标系中的坐标 (x_{54}, y_{54}, z_{54}) 的对应关系可用矩阵方程表示为

$$\begin{bmatrix} x_{54} \\ y_{54} \\ z_{54} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} x_{84} - \Delta x \\ y_{84} - \Delta y \\ z_{84} - \Delta z \end{bmatrix} \tag{6-4}$$

其中, $a_{11} = a_{22} = a_{33} = 1 + m$, $a_{12} = -a_{21} = 0$, $a_{13} = -a_{31} = \varepsilon_y / \rho$, $-a_{23} = a_{32} = \varepsilon_x / \rho$; m 、 ρ 为坐标系变化参数。

(3) 利用 54 北京直角坐标 (x_{54}, y_{54}, z_{54}) 计算出 54 大地坐标 $(B_{54},$

L_{54}, H_{54})。这是步骤 (1) 反变换, 只是此时的坐标为 54 北京直角坐标系坐标。由式 (6-2) 反变换可得

$$\begin{cases} L = \arctan \frac{x_{54}}{y_{54}} \\ B = \arctan \left[\frac{z_{54}}{\sqrt{x_{54}^2 + y_{54}^2}} \left[1 + \frac{ne^2}{z} \sin B \right] \right] \\ H = \frac{z_{54}}{\sin B} - N(1 - e^2) \end{cases} \quad (6-5)$$

(4) 利用高斯等式, 把 54 北京大地坐标转成高斯平面投影 (x, y) 。高斯投影是一种横轴、椭圆柱面、等角投影。椭圆柱面与地球椭球在某子午圈 L_0 上相切, 这个子午线叫做投影的轴子午线, 也就是平面直角坐标系的纵轴 (X 轴); 赤道面与椭圆柱面相交, 成一直线, 这条直线与轴子午线正交, 就是平面直角坐标系的横轴 (Y 轴)。把椭圆柱面展开, 就得出以 (X, Y) 为坐标的平面直角坐标系。在高斯投影中, 只有轴子午线上没有长度变形, 其他都将有长度变形。这种变形与 Y 的平方成正比, 因此有必要把投影的区域限制在轴子午线两侧的一定范围内, 这就产生投影分带。分带一般有 6° 带和 3° 带。 6° 带的经度差为 6° (L_0 经度东西各 3°), 3° 带经度差为 3° 。每个带的投影在平面由如一梭子形, 如图 6-8 所示。

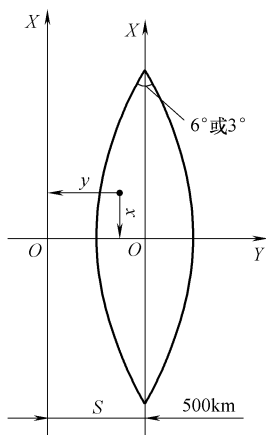


图 6-8 高斯投影

为了测量方便,每个带设一平面直角系;为避免出现负值,把 Y 轴向西平移500km。最终高斯投影坐标 (x, y) 的计算公式如式(6-6):

$$\begin{cases} x = s + L^2/2 \times N \times \sin B \cos B + L^4/24 \times N \times \sin B \cos^3 B \times (5 - t^2 + 9\eta^2 + 4\eta^4) + \\ \quad L^5/720 \times N \times \sin B \times \cos^5 B \times L^5/720 \times N \times \sin B \times \cos^5 B \times (51 - 58t^2 + t^4) \\ y = L \times N \times \cos B + L^2/6N \cos^3 B (1 - L^2 + \eta^2) + L^5/120 \times N \times \cos^5 B (5 - 18t^2 + \\ \quad t^4 + 14\eta^2 - 58\eta^2 t^4) \end{cases} \quad (6-6)$$

式中, $t = \tan B$; $\eta = e^2 \cos^2 B$; $e^2 = (a^2 - b^2)/b^2$; a 和 b 分别是地球长、短轴。

6.2 土壤水分数据采集终端

土壤水分数据采集终端主要由 P-TDR 土壤水分传感器、GPS 接收机和数据采集终端主机三个部分组成,其中数据采集终端主机又包括了微处理器、模/数转换电路、RS-232 接口电路、USB 接口电路、数据存储器、键盘接口电路、LCD 显示模块和电源管理模块等,如图 6-9 所示。土壤水分传感器被埋设于土壤中,将土壤含水量数据转换为电压信号,经过模/数转换电路转换为数字信号后传递给微处理器。GPS 接收机通过全球卫星定位系统获取定位数据,然后通过 RS-232 接口传输给微处理器。微处理器按照设定的参数,定时采集土壤水分数据和 GPS 定位数据,将它们保存到数据存储器中,并在适当的时候通过 USB 接口与计算机进行通信,将存储的数据传输给计算机进行处理。

80C552 型号微控制器是一款适合于高集成度、低成本,可以满足多方面性能要求的微控制器。它本身具有一个 10 位的模/数转换器,还自带一个 RS-232 接口,能够满足仪表的要求,大幅减少外围电路的设计,微控制器是整个仪表的核心部分。时钟芯片选用的是 MC12887 型号芯片,它是 CMOS 实时时钟/日历芯片,可以产生秒、分、时、星期、日、月、年等七个时标,可通过编程读取和修改这些时标。仪表的显示通过一个 128×64 的点阵型 LCD 液晶图像显示控制器完成,它内部字符发生器 CGROM 共有 192 种字符,其中 5×7 字体有 160 多种, 5×11 字体有 32 种,本文中通过汉字取模软件,将汉字设定为 8×8 的点阵,这样一屏就可以显示 8×4 共 32 个汉字。通过仪表上的按键,在液晶显示器上

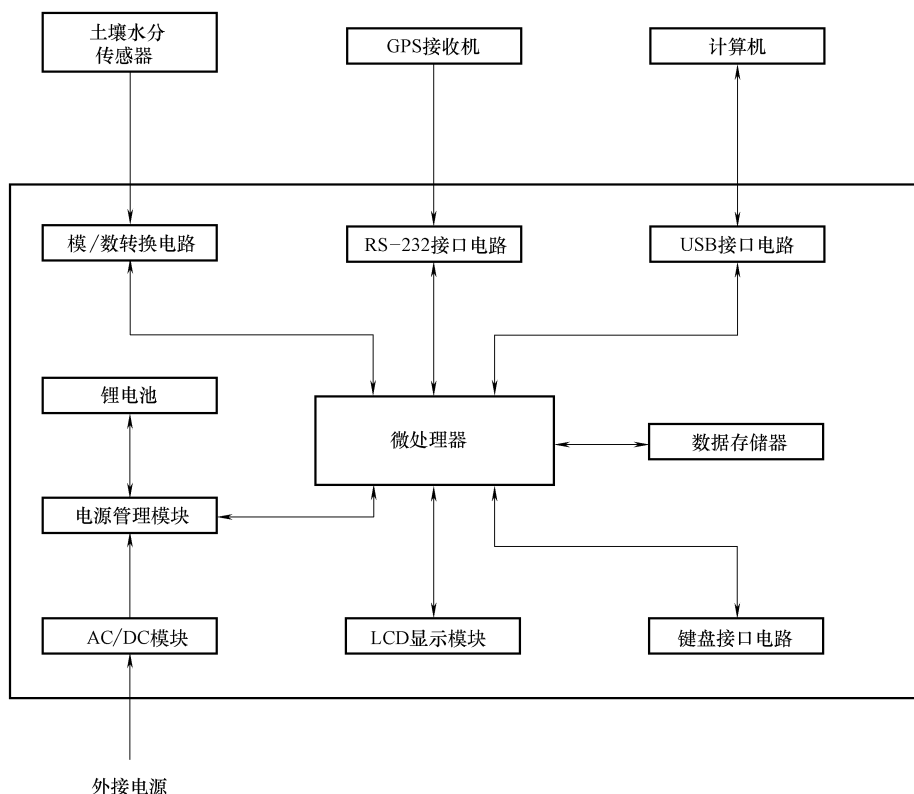


图 6-9 土壤水分数据采集终端硬件框图

选择菜单，就可以方便的对仪表进行操作。同时，仪表由 10 节镍氢电池供电，电池的电压范围是 4.8 到 5.2V，由于 80C552 微控制器没有独立的电压基准口，模/数转换器的基准电压即电源电压，因此为了确保测量的精度，仪表的电源需要比较高的精度。仪表的电源电路选用国家半导体的 LM1086-ADJ 型低压差线性电源芯片。仪表电路的电源电压采用 3.3V。仪表电源的开关既可由硬件（按键）控制，又可通过软件控制。开机时，按键接通电源使 CPU 上电复位开始工作，由 I/O 口驱动光耦合继电器，当按键释放时可持续为系统供电。当按键再次按下时，触发外部中断，再由软件控制 I/O 口使继电器断开。若仪表在五分钟内没有任何操作同样通过软件控制 I/O 口使继电器释放，实现自动关机，从而达到降低功耗的目的。

6.3 土壤水分数据采集终端软件设计

土壤水分数据采集终端的软件设计包括两个部分。一部分是单片机下位机系统的软件设计,这一部分程序需要完成传感器土壤水分数据、GPS 接收机定位数据、时间数据的读取和存储以及数据显示、与上位机的通信发送数据等功能。另一部分是上位机的软件设计,这一部分程序需要完成与下位机的通信接收数据, GPS 坐标转换和以固定格式保存数据等功能。

在编程语言上,下位机单片机系统选择了 C51 语言进行编写。通常单片机程序由汇编语言开发,汇编语言具有运行效率高、代码紧凑、更易于访问硬件接口等优点,但其编码难度较高(尤其编写运算程序和对字符串操作比较困难),移植性较差,程序的可读性差、维护性不强。因此仪表程序采用专用于 51 系列单片机的 C 语言——C51 作为编程语言,和汇编语言相比, C 语言在功能上、结构性、可读性、可维护性上有明显得优势。编译器的好坏直接影响到生产代码的效率、大小和可靠性。C51 编译器采用目前最先进、功能最强大的 Keil C51 编译器, Keil C51 具有高效、可靠的特点。上位应用软件则由 Visual C + 6.0 可视化编程工具开发,它具有功能较强、效率较高、开发速度较快的特点。

1. 单片机软件设计

(1) 主程序。土壤水分数据采集终端主程序是整个单片机软件的总控制部分。终端启动后液晶显示器将用菜单的形式显示各个子功能,系统循环获取各按键状态,若某菜单被按键选中,主程序则调用相应子程序来完成用户所需的功能。通过菜单选择,能够实现埋深选择、容重输入、测量数据、发送数据、显示和校正时间等子功能,其中较关键的是测量数据和发送数据。埋深选择能够以 10cm 递增,选择地表下 0 ~ 100cm 的深度。容重输入主要是确定土壤的容重,以便求取土壤的重量含水量。传统测量土壤含水量的方法是用烘干法,而烘干法测量得到的是土壤的重量含水量,而仪器法测量得到的是土壤的体积含水量。为了与传统的方法对应,测试仪通过体积含水量计算出重量含水量,然后一起传到上位机中,重量含水量与容积含水量之间的关系是:重量含水量等于体积含水量除以土壤容重。土壤水分数据采集终端主程序流程如图

6-10 所示。

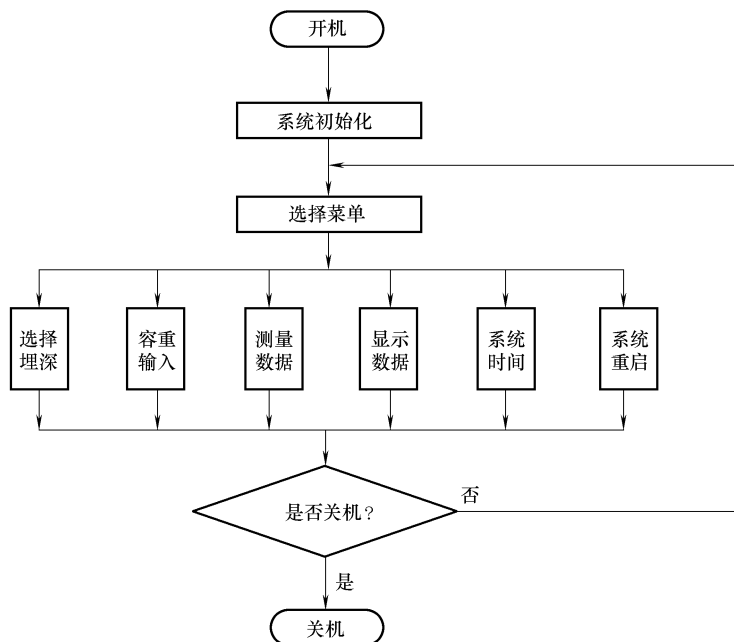


图 6-10 数据采集终端主程序流程

(2) 数据测量子程序。当选择了测量数据子菜单时, 仪表将执行测量数据子程序, 主要测量土壤体积含水量和 GPS 定位坐标。测量 GPS 数据时, 需要通过 RS-232 与 GPS 接收机通信, 这里有个波特率设置的问题, 本文中将波特率设置为 1200 以满足系统要求。程序流程如图 6-11 所示。

(3) 数据通信子程序。当仪表采集到的数据到一定数量时, 需要通过 USB 接口或 RS-232 接口将数据传输到上位机中保存。数据通信子程序流程如图 6-12 所示。

2. 上位机软件设计

上位机软件由 Visual C + 6.0 可视化编程工具开发, 主要完成与单片机仪表的通信, GPS 坐标转换和数据保存等功能。首先上位机与单片机系统通过 RS-232 接口进行通信, 接收数据。之后将接收到的经纬度数据转换为高斯投影, 然后将所有数据按固定的格式进行保存, 最后通过 GIS 软件可以将这些数据读入分析, 最终进行变量灌溉或墒情监测上位机的程序流程图如图 6-13 所示, 图 6-14 所示为上位机软件运行界面。

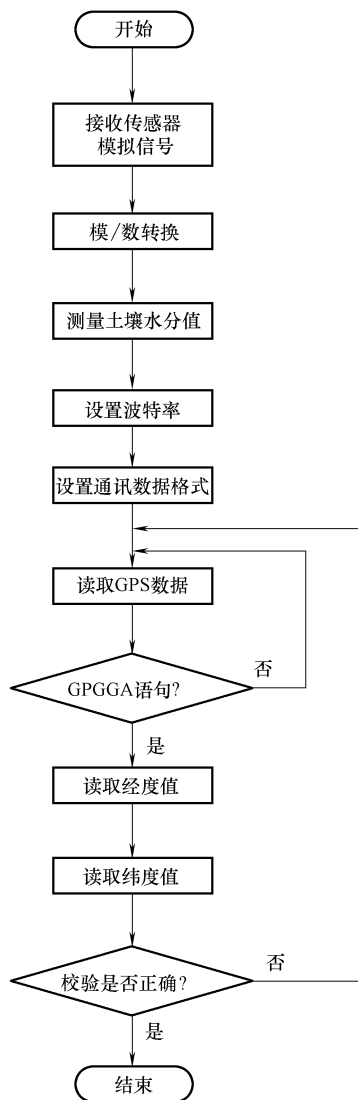


图 6-11 数据测量子程序流程图

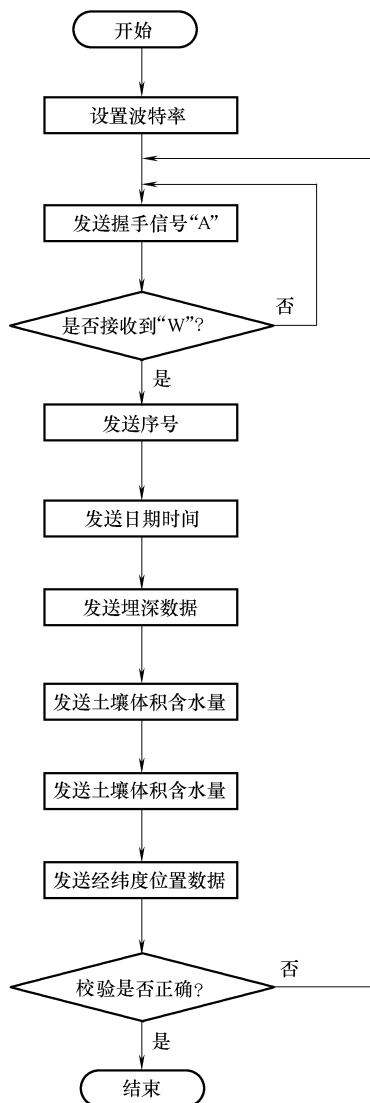


图 6-12 数据通信子程序流程图

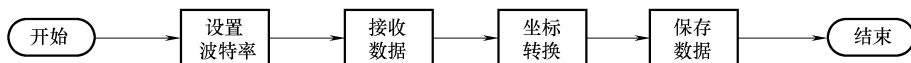


图 6-13 上位机程序流程图



图 6-14 上位机软件运行界面

6.4 河南省广利灌区的土壤墒情调查试验

河南省广利灌区位于河南省焦作地区，面积约为 51 万亩。纬度位置从北纬 $34.93^{\circ} \sim 35.16^{\circ}$ 。经度位置从东经 $112.63^{\circ} \sim 113.20^{\circ}$ 。为了对河南省广利灌区的土壤墒情（旱情）情况进行调查，同时也为了与农科院区划所的农业墒情遥感地面对照结果进行对比，在 2005 年 5 月 13 日至 2005 年 5 月 16 日和 2005 年 6 月 23 日至 2005 年 6 月 25 日利用土壤水分数据采集终端分别组织了两次试验。试验期间，田间生长作物为小麦。试验通过均匀分布的方式，共在灌区内采集了 30 个采样点，每个采样点分 10cm、20cm、30cm、40cm、50cm、60cm 6 个深度，测量土壤的体积含水量试验数据见表 6-1。

通过对灌区内土壤墒情采样数据的分析发现灌区内的土壤墒情与非灌溉

区不同。灌区内很多采样点的土壤水分值并不是越往地表深处土壤水分值越高，而是在地表浅层土壤水分值往往较大，而中间层偏低，到最后层土壤水分值又逐渐变大。这是由于灌区内经常人为的进行灌溉，在灌溉后，浅层的积水较多往往不能很快的向下渗入，从而使测量得到的土壤水分值偏大。而在深层由于蒸发和植物吸收都比较小，所以其土壤水分值也比中间层如（20cm、30cm）的值大。鉴于这种现象，在以后的灌区内灌溉时，应该注意适时的进行灌溉。灌溉的时间间隔如果太密，就会发生灌溉水被淤积在地面，还没向地下渗入，就由于阳光照射和地表蒸发而散失掉了，造成不必要的水资源浪费。

表 6-1 广利灌区试验数据统计表

	5 月试验						6 月试验					
	10cm	20cm	30cm	40cm	50cm	60cm	10cm	20cm	30cm	40cm	50cm	60cm
最大值/(%)	40	43	35	35	30	35	35	38	41	39	47	42
最小值/(%)	11	11	10	13	13	11	14	21	24	24	19	17
中位数/(%)	19	22	19	22	22	21	23	37	40	39	36	35
均值/(%)	22	19	22	22	21	23	24	36	39	37	36	35

图 6-15、图 6-16 所示为用 ArcGIS8.1 软件制作的广利灌区 5 月和 6 月田间根系层（20cm）的土壤墒情空间分布图。由图可知，灌区内土壤墒情分布



图 6-15 5 月份广利灌区根系层土壤水分空间分布图

并不均匀。在 5 月时灌区的东边明显比西边缺水，土壤墒情有由西向东逐渐减少的趋势。而在 6 月下旬时灌区内土壤墒情已经发生了明显变化，灌区的中间地带，土壤水分值比较高，而灌区的两边比较小。灌区的土壤墒情是时刻在发生变化的，这就需要在灌溉时，根据实际土壤墒情状况，在缺水的地方多灌水，而在水分较高的地方少灌水，从而达到高效灌溉，节约水资源的目的。

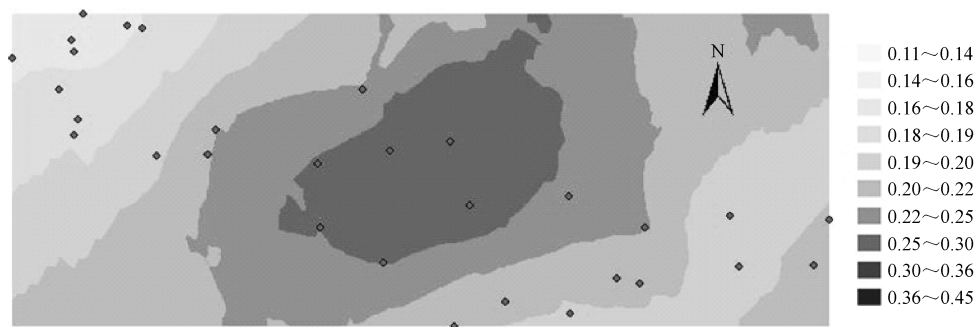


图 6-16 6 月份广利灌区根系层土壤水分空间分布图

第 7 章



定点土壤墒情变化规律研究

从 2003 年 11 月至 2006 年 3 月，在北京市大兴区芦城土壤墒情试验站（东经 116.370°，北纬 39.782°）进行了连续的定点土壤墒情监测试验。在指定的墒情监测点挖一个约 $0.8 \times 0.5 \times 1.2\text{m}^2$ 的土坑，在土坑的一侧切一个竖直的剖面，在该剖面上沿水平方向插入 8 个土壤水分传感器，如图 7-1 所示，它们距地表的距离分别为 10cm、20cm、30cm、40cm、50cm、60cm、80cm 和 100cm。传感器插好后将土坑填平夯实，并将传感器的电缆连接到土壤水分数据采集终端，采集终端每 4 小时采集和保存一次数据。在持续 28 个月的监测时间内，共获得了约 5000 组数据（每组 8 个不同深度的土壤水分数据



图 7-1 定点墒情监测试验中传感器的埋设方法

值), 下面的研究即是基于这些监测数据展开的。

7.1 土壤墒情的时程变化规律

7.1.1 根系层土壤墒情数据预分析

在试验中, 8 个土壤深度的土壤水分数据每 4 小时采集一次, 每个深度每天共采集 6 次。为了以天为单位来考虑土壤墒情的变化规律, 首先对每天同一个深度的土壤水分求取平均值, 即

$$M_p = \frac{M_1 + M_2 + M_3 + M_4 + M_5 + M_6}{6} \quad (7-1)$$

式中, M_p 为每天平均的土壤体积含水量; $M_1, M_2, \dots, M_5, M_6$ 为一天中第 1 次 ~ 第 6 次分别采集到的土壤体积含水量。

一般农作物根系的深度主要集中在地表下 20cm 左右, 因此研究 20cm 埋深处的土壤墒情变化特征, 对农业灌溉和农业生产意义重大。以埋设在地表下 20cm 深度处的土壤水分传感器所测得的 2005 年 1 月 1 日至 2005 年 12 月 31 日的土壤水分数据为参考, 作出的 2005 年芦城中心基地的土壤墒情变化曲线如图 7-2 所示。

由上图可以看出, 一年中地表下 20cm 的土壤墒情变化可分为 A、B、C 三个阶段。

A 阶段属于土壤墒情变化剧烈的阶段。这一阶段中, 降雨量远大于其他两个阶段, 但同时水分的蒸发量和作物的吸收量也远大于其他两个阶段。若遇雷雨天气, 土壤水分值将急剧上升。而在气温较高, 太阳照射很强, 作物需水量大的时候, 土壤水分值又将迅速下降。土壤水分增减的幅度最大时在一天内可以达到 15% 左右。这一阶段在一年中所占的时间最长, 主要处于夏季 (5 月、6 月、7 月) 和秋季 (8 月和 9 月和 10 月上旬)。

B 阶段属于土壤墒情稳定的阶段。在这一阶段, 气温逐渐降低, 降水量和蒸发量都逐渐减小, 当气温低于 0℃ 以后, 地表冻结, 土壤水分基本处于自调整阶段。由于土壤水分自身重力和土壤空隙的存在, 土壤水分缓慢向下层渗入, 造成了这一阶段土壤水分总体趋势是略微下降。这一阶段主要包括秋季末 (10 月下旬) 和冬季 (11 月、12 月)。

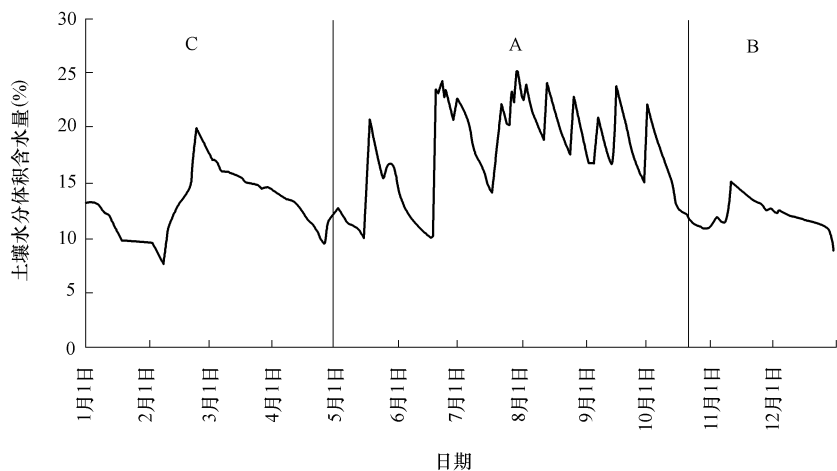


图 7-2 根系层土壤墒情变化曲线

C 阶段属于土壤水分的缓慢变化阶段。这一阶段中由于气温逐渐上升，地面解冻，降雨量和蒸发量都有所增加，故土壤水分值有了变化，但变化较慢。总体上，这一阶段中前一段由于积雪融化土壤水分缓慢上升，后一段由于蒸发量增大，土壤水分又缓慢下降。这一阶段在时间上主要包括冬季末（1 月）和春季（2 月、3 月、4 月）。

7.1.2 不同阶段土壤墒情数据统计分析

通过对根系层土壤墒情数据的预分析，我们发现土壤墒情在时间上的变化分为剧烈变化阶段、稳定变化阶段和缓慢变化阶段。在每一阶段中土壤墒情变化的规律和特征都不尽相同，在这一节中我们将用数理统计学的知识对以上三个阶段进行具体的数据特征分析。

1. 数据基本统计量分析

三个阶段的土壤水分采样样本都是关于时间的一维随机序列如 $\{x_1, x_2, \cdots, x_{n-1}, x_n\}$ ，其中 n 为样本容量。对于一维随机序列，一般从集中趋势和离散趋势两个方面描述它的平均水平与变异性。反映数据集中趋势的指标包括均值、中位数等，反映数据离散趋势的指标包括样本最大最小值、方差、标准差、变异系数和极差等。

(1) 样本均值：计算所有数据的算术平均值，表示某变量所有取值的集中趋势，即

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (7-2)$$

(2) 样本方差：是所有变量与均值偏差平方的平均值，它表示了一组数据分布的离散程度，即

$$s^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \quad (7-3)$$

(3) 样本标准差：方差的平方根称为标准差，表示了一组数据关于均值的平均离散程度，即

$$s = \sqrt{s^2} \quad (7-4)$$

(4) 样本变异系数：刻画数据相对分散性的度量，即

$$c_v = \frac{s}{\bar{x}} \times 100\% \quad (7-5)$$

(5) 样本中位数：把一组数据按照递增或者递减的顺序排列，处于中间位置的变量值就是中位数。它是一种位置代表值，所以不会受到极端数值的影响，具有较高的稳定性。设 n 个测量数值 $x_1, x_2, \dots, x_n$ 是来自某些总体的样本，将它们由小到大记为 $x(1), x(2), \dots, x(n)$ 。这样中位数的计算公式是

$$M = \begin{cases} x\left(\frac{n+1}{2}\right), & n \text{ 为奇数} \\ \frac{1}{2} \left[x\left(\frac{n}{2}\right) + x\left(\frac{n+1}{2}\right) \right], & n \text{ 为偶数} \end{cases} \quad (7-6)$$

(6) 极差：测量数值中最大和最小数值的差。极差大，均值代表性小；极差小，代表性大。

(7) 分位数：对于 $0 \leq p < 1$ 和容量为 n 的样本 $x_1, x_2, \dots, x_n$ ，它的 p 分位数是

$$M = \begin{cases} x_{[np]+1}, & np \text{ 不是整数} \\ \frac{1}{2}(x_{np} + x_{np+1}), & np \text{ 是整数} \end{cases} \quad (7-7)$$

一般经常使用的是 0.75 分位数和 0.25 分位数，它们分别被称为上、下四分位数，并被简单的记为 $Q_3 = M_{0.75}$ ， $Q_1 = M_{0.25}$ 。上、下四分位的差值，称为四分位全距。

(8) 偏度与峰度：刻画着数据的偏态和尾重程度。偏度的计算公式为

$$g_1 = \frac{n}{(n-1)(n-2)s^3} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3 \tag{7-8}$$

偏度是指示数据对称性的指标。关于均值对称的数据，偏度为零；右侧更多分散的数据时，偏度为正；左侧更多分散的数据，则偏度为负。峰度的计算公式为

$$g_2 = \frac{n(n+1)}{(n-1)(n-2)(n-3)s^4} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^4 - 3 \frac{(n-1)^2}{(n-2)(n-3)} \tag{7-9}$$

我们使用数值统计软件上分别求得了三个阶段土壤墒情的基本统计量。如表 7-1 所示。由表可知，剧变阶段土壤水分的均值和方差是三个阶段中最大的，这说明剧变阶段土壤水分最充足，同时这一阶段的数据分散性也最大。剧变阶段变异系数为 30.1%，属于强变异。而缓变阶段和稳定阶段土壤水分变异系数分别为 17.4% 和 13%，处于 10% 和 20% 之间属于中等程度的变异。

表 7-1 不同阶段土壤墒情基本统计量的比较

统计值	缓变阶段	剧变阶段	稳定阶段
时间区间	1 ~ 5 月	5 ~ 10 月	10 ~ 12 月
样本数量	123	156	86
最大值/(%)	20.80	25.20	22.10
最小值/(%)	7.60	9.90	7.90
均值/(%)	13.90	17.96	12.78
方差	6.89	18.02	2.75
标准差	2.42	5.42	1.66
变异系数/(%)	17.4	30.1	13
中位数	14.20	18.40	12.00

(续)

统计值	缓变阶段	剧变阶段	稳定阶段
极差	13.2	15.3	13.2
分位数 Q1	20.15	23.35	19.27
分位数 Q3	23.65	29.47	21.60
偏度	-0.14	-0.39	1.81
峰度	-0.096	-0.897	3.37

2. 数据的直方图分析

直方图在数理统计中是用一系列宽度相等、高度不等的矩形表示数据分布的图形。矩形的宽度表示数据范围的间隔，矩形的高度表示在给定间隔内的数据频数。为了讨论土壤水分的变化规律，以土壤水分的值（间隔为1%）作为横坐标，以土壤水分在该范围出现的次数作为纵坐标，可得到剧变阶段、缓变阶段和稳定阶段的土壤水分直方图，如图 7-3 ~ 图 7-5 所示。

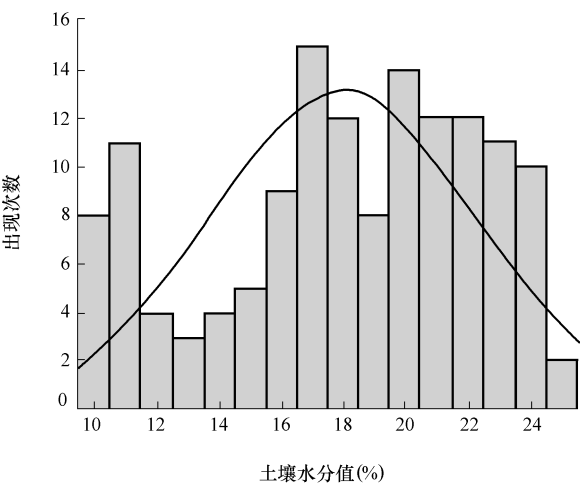


图 7-3 土壤水分剧烈变化阶段直方图

由三个阶段的直方图可以看出，在土壤水分变化剧烈的阶段，直方图反而分布均匀。这说明该阶段土壤水分值由高到低都反复出现多次，这一阶段中，土壤水分值是在不断变化的。而在土壤水分缓慢变化阶段，直方图呈现出近似正态分布的规律。土壤水分稳定阶段土壤水分值变化很小，基本处于

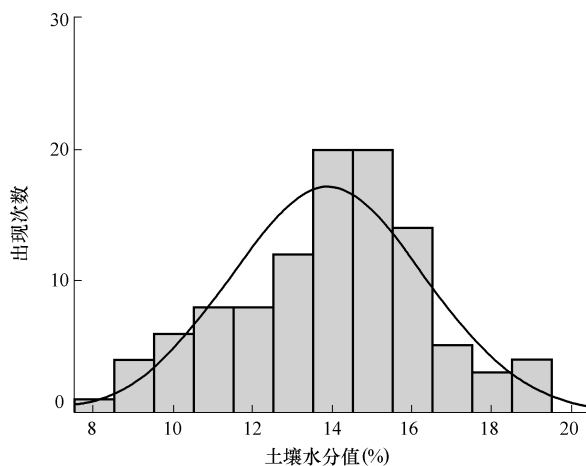


图 7-4 土壤水分缓慢变化阶段直方图

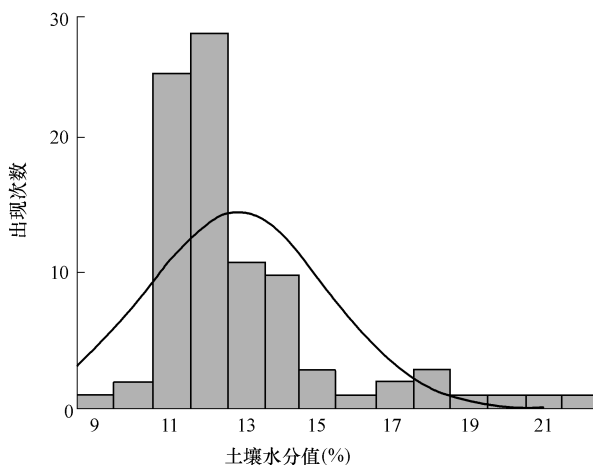


图 7-5 土壤水分稳定变化阶段直方图

同一水平上。反映在直方图上可以看出土壤水分值绝大部分都集中在 11% ~ 14% 很小的范围之内，其他数值出现的很少。从这些变化特征，我们考虑到，在不同的阶段并不一定要采集同样多次数的土壤水分值，才能反映这一阶段的土壤墒情变化状况。在土壤水分剧烈变化阶段应该采集密集些，采集次数多些；而在土壤水分缓慢变化阶段和稳定阶段则可以采集稀疏些，采集

次数少些。

7.2 土壤墒情的垂向变化规律

7.2.1 垂向上土壤墒情数据预分析

从2005年1月1日至2005年12月31日芦城基地在不同深度处土壤墒情的变化情况如图7-6所示,每个深度处,每天采集6次数据,共有2190个土壤水分采样数据。可直观地从图中看出,越深处,土壤水分变化曲线越平滑;越浅处,曲线变化越剧烈。一年中不同埋深处土壤的墒情变化趋势见表7-2,从表中可知,10cm埋深处土壤水分平均值最小,100cm埋深处土壤水分平均值最大。而变异系数,有地表下越深处,变异系数越小的趋势。10cm、20cm处变异系数最大。30~80cm变异系数较大,而且数值比较接近,属于中等程度的变异。100cm处变异系数最小仅有5.2%,属于弱变异。

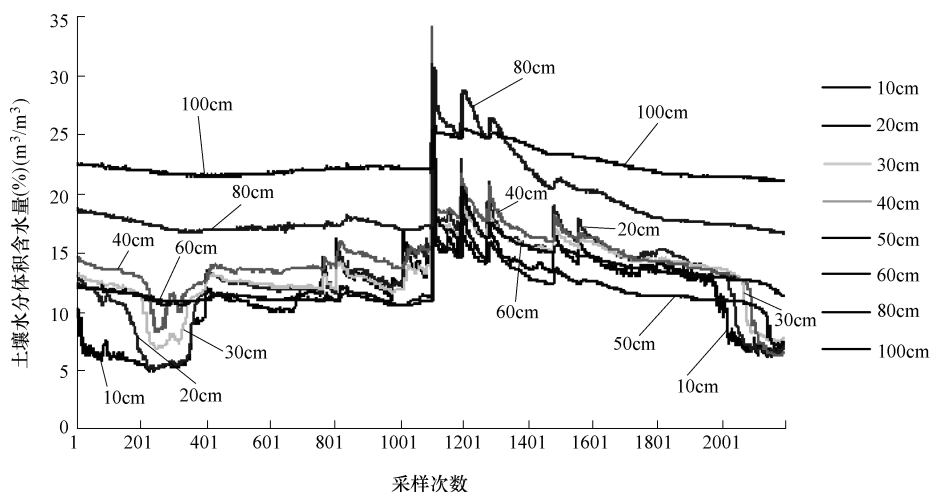


图7-6 一年中不同深度处土壤墒情变化趋势线

7.2.2 垂向上土壤墒情的相关分析

衡量事物之间或变量之间线性相关程度的强弱,并用适当的统计指标表示出来,这个过程就是相关分析。为了能够更加准确地描述变量之间的线性

表 7-2 一年中不同埋深处土壤水分变化趋势

埋设深度	10cm	20cm	30cm	40cm	50cm	60cm	80cm	100cm
平均值(%)	11.5	12.9	13.2	14.2	11.8	12.8	18.9	22.4
变异系数(%)	29.5	26.9	19.9	18.8	14.8	15.5	15.6	5.2
方差	11.2	12.3	6.9	7.1	3.1	5.0	8.8	1.3
标准差	3.3	3.5	2.6	2.7	1.7	2.2	3.0	1.1
最大值(%)	19.9	24.3	21.5	34.1	30.6	26.5	31	25.7
最小值(%)	4.9	5.0	6.8	6.2	7.0	10.4	16.5	21.0

相关程度，可以通过计算相关系数来进行相关分析。相关系数是衡量变量之间相关程度的一个量值，其公式为

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 (Y_i - \bar{Y})^2}}$$

(7-10)

式中， r 表示两变量间的相关系数，若 r 越大，表示两变量间的线性相关性越大； X_i 、 Y_i 是样本容量为 n 的两个随机变量值； $\bar{X}$ 、 $\bar{Y}$ 分别为两个变量的平均值。

各埋深层次间的相关系数见表 7-3，不同深度处土壤墒情数据的线性相关性都较高，相关系数均超过了 50%，在垂向上相邻的层次间，相关系数很大，基本都超过了 90% 以上。这表明在埋设传感器时，并没有必要每隔 10cm 就埋设一个，我们可以减少土壤水分传感器的埋设个数，用某几个层次的土壤墒情，来反映 0 ~ 100cm 所有层次的土壤墒情状况。

表 7-3 各埋深层次间相关系数表

相关系数	10cm	20cm	30cm	40cm	50cm	60cm	80cm	100cm
10cm	1	0.929	0.850	0.782	0.560	0.588	0.566	0.592
20cm	0.929	1	0.960	0.882	0.687	0.673	0.660	0.680
30cm	0.850	0.960	1	0.923	0.763	0.751	0.733	0.737

(续)

相关系数	10cm	20cm	30cm	40cm	50cm	60cm	80cm	100cm
40cm	0.782	0.882	0.923	1	0.875	0.718	0.778	0.816
50cm	0.560	0.687	0.763	0.875	1	0.845	0.914	0.889
60cm	0.588	0.673	0.751	0.718	0.845	1	0.932	0.850
80cm	0.566	0.660	0.733	0.778	0.914	0.932	1	0.968
100cm	0.592	0.680	0.737	0.816	0.889	0.850	0.968	1

7.2.3 垂向上土壤墒情的聚类分析

聚类分析的实质是建立一种分类的方法,将一批样本数据按照他们在性质上的亲密程度在没有先验知识的情况下自动进行分类。每一个类都是具有相似性的个体的集合,不同类之间具有显著的区别。聚类分析的方法主要有两种,一种是“快速聚类分析方法”(K-Means Cluster Analysis),另一种是“谱系聚类分析方法”(Hierarchical Cluster Analysis)。其中谱系聚类分析根据聚类的对象不同分成Q型谱系聚类 and R型谱系聚类。Q型谱系聚类是对样本(个案)进行分类,它使具有共同特点的样本聚齐在一起,以便对不同类的样本进行分析;R型谱系聚类,是对不同的观察变量进行分类,使具有共同特征的变量聚集在一起,以便从不同类中分别选出具有代表型的变量作分析,从而减少分析变量的个数。因此,在本节中根据不同聚类分析方法的作用和功能,我们选择了R型谱系聚类的分析方法来进行垂向上土壤墒情的聚类分析。

1. R型谱系聚类分析的基本思想

R型谱系聚类分析的基本思想是首先视各变量自成一类,然后把最相似(指距离最小或相关系数最大)的变量聚为小类,在将已经聚合的小类按其相似性(用类间距离度量)再次聚合,随着相似性的减弱,最后将一切子类都聚合成一个大类,从而得到一个按相似性大小聚结起来的谱系图。人们按照某些要求,通过谱系图就能够找到合适的分类数目。

2. R型谱系聚类分析的步骤

(1) 把 n 个变量 $\{S_1, \dots, S_n\}$ 作为 n 个类,计算两两之间的距离构成

一个对称距离矩阵 $D_{(0)}$:

$$D_{(0)} = \begin{vmatrix} 0 & d_{12} & \cdots & d_{1n} \\ d_{21} & 0 & \cdots & d_{2n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ d_{n1} & d_{n2} & \cdots & 0 \end{vmatrix} \quad (7-11)$$

其中, d_{pq} 表示第 p 个变量和第 q 个变量之间的距离。 d_{pq} 有多种定义和计算方法, 主要包括欧氏距离 (Euclidean Distance)、Chebychev 距离、Block 距离、Minkowski 距离等。本文中求取变量间的距离运用欧氏距离, 其计算公式为

$$EUCLID = \sqrt{\sum_{i=1}^k (X_i - Y_i)^2} \quad (7-12)$$

式中, EUCLID 为两变量间的欧氏距离; X_i 表示第一个变量在第 i 个样本上的取值; Y_i 表示第二个变量在第 i 个样本上的取值。

(2) 选择 $D_{(0)}$ 中的非对角线上的最小元素。假设这个最小元素是 d_{pq} , 令 $G_p = \{S_p\}$, $G_q = \{S_q\}$, 将 G_p 、 G_q 合并成一个新类 $G_r = \{G_p, G_q\}$ 。在 $D_{(0)}$ 中消去 G_p 、 G_q 所对应的行和列, 并加入由新类 G_r 与剩下的其他未聚合的类间的距离所组成的一行和一列, 得到一个新的距离矩阵 $D_{(1)}$, 它是 $n-1$ 阶方阵。

(3) 从 $D_{(1)}$ 出发重复步骤 (2) 的做法得 $D_{(2)}$, 再由 $D_{(2)}$ 出发重复上述步骤, 直到 n 个样品聚为 1 个大类为止。

(4) 在合并过程中记下合并样品的编号及两类合并时的水平 (即距离) 并绘制聚类谱系图。

3. 垂向上土壤墒情聚类分析的结果与讨论

以每个埋深处的土壤墒情作为一个变量, 可得到八个变量 $\{S_{10}, S_{20}, S_{30}, S_{40}, S_{50}, S_{60}, S_{80}, S_{100}\}$, 在 SPSS 软件中对这八个变量进行 R 型谱系聚类分析。将各类之间的距离转换到 0 ~ 25 之间, 以树的形式展现聚类分析的每一次合并过程, 得到各深度处土壤墒情聚类分析谱系图, 如图 7-7 所示。

由图可知, 代表 80cm、100cm 处土壤墒情的变量和代表 20cm、30cm 处的土壤墒情变量首先分别合并在一起。这说明 80cm、100cm 两个层次和 20cm、30cm 两个层次的土壤墒情距离最小, 即在土壤水分的变化情况上

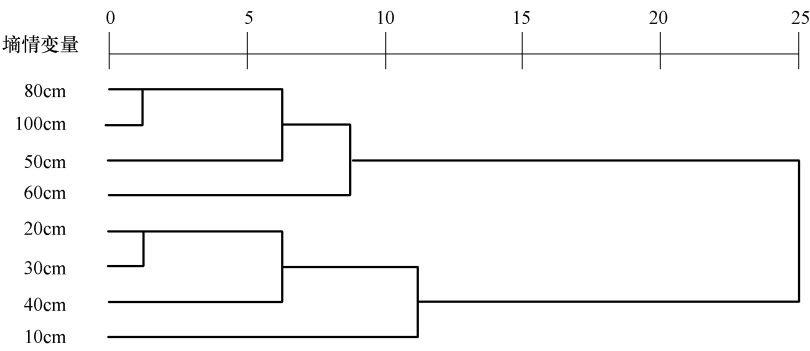


图 7-7 各深度处土壤墒情聚类分析谱系图

极为相似，所以在埋设传感器时可首先考虑从 80cm、100cm 处减掉一个土壤水分传感器，从 20cm、30cm 处减掉一个土壤水分传感器。

在分类数不同时，各个深度处土壤墒情所归属的类别情况见表 7-4。由表可知，当土壤墒情只分为两类时，10cm、20cm、30cm、40cm 处的土壤墒情被归为第一类，这一类可以代表浅层的土壤墒情情况，50cm、60cm、80cm、100cm 处的土壤墒情被归为第二类，这一类可以代表深层的土壤墒情情况。当土壤墒情分为 3 类时，10cm 处的土壤墒情被单独归为一类，说明 10cm 处的土壤墒情情况最为特殊，它能代表表层的土壤墒情情况。20cm、

表 7-4 不同分类情况下土壤墒情变量归属情况表

		分 类 数 目				
墒情变量 所属类别		2 类	3 类	4 类	5 类	6 类
	S10	1	1	1	1	1
	S20	1	2	2	2	2
	S30	1	2	2	2	2
	S40	1	2	2	2	3
	S50	2	3	3	3	4
	S60	2	3	4	4	5
	S80	2	3	4	5	6
	S100	2	3	4	5	6

30cm、40cm 处的土壤墒情被归为第 2 类，代表中间层的土壤墒情情况。50cm、60cm、80cm、100cm 处的土壤墒情被归为第 3 类，代表土壤深处的墒情状况。由表可以类推，类别分为 4 类，5 类，6 类时各土壤深度处的土壤墒情所属类别。类别分的越多，那么埋设的传感器就需要越多。相反，较少的类别就需要比较少的传感器。在实际的墒情监测中，水利部，农业部等部门一般在每个采样点都只布设三个传感器，即将地表下 0 ~ 100cm 的土壤墒情分为 3 类。这三类分别代表土壤表层，土壤中间层和土壤深层的土壤墒情情况。第 1 类只有 10cm 深处这个变量，所以必须在 0 ~ 10cm 处埋设一个土壤水分传感器。第 2 类包括 20cm、30cm、40cm 处的土壤墒情，而一般 10 ~ 20cm 是农作物根系所在的区域，所以在 10 ~ 20cm 也需要埋设一个土壤水分传感器。第 3 类包括 50cm、60cm、80cm、100cm 处的土壤墒情，我们一般选择在 50cm 深处埋设土壤水分传感器。

如图 7-8 所示为分为 3 类时土壤水分传感器正确埋设位置示意图。根据这样的埋设方法能够将八个土壤水分传感器减少为三个，用三个土壤水分传感器就能有效的监测地表下 0 ~ 100cm 深处的土壤墒情状况。

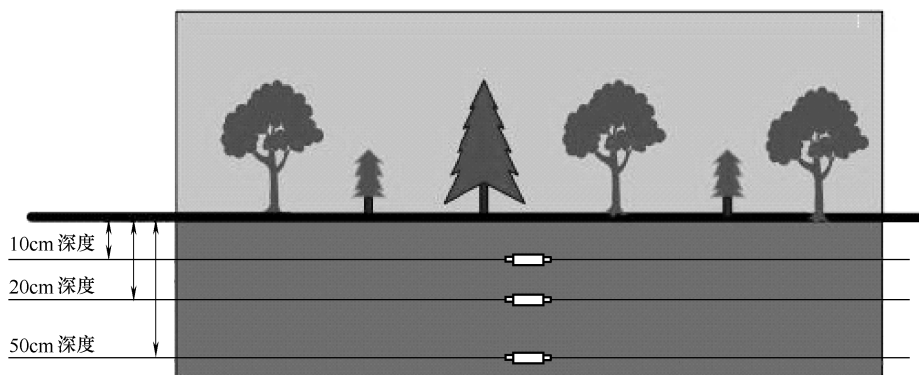


图 7-8 分为 3 类时土壤水分传感器正确埋设位置示意图

7.2.4 垂向上土壤墒情的多元线性回归分析

研究一个随机变量（因变量）与一个或几个可控变量（自变量）之间的相关关系的统计方法称为回归分析。只有一个可控变量的回归分析叫做一元回归分析，多于一个可控变量的回归分析叫做多元回归分析。利用回归分析这种数学方法，可以从一个或几个可控变量的取值去估计作为因变量的一

个随机变量的取值。通过相关性分析,我们发现,不同埋深处的土壤墒情之间都有较强的线性相关性,从而为我们进行回归分析提供了有效的依据。而在上节中提出了将8个土壤墒情变量分为3类时,土壤水分传感器的正确埋设位置为10cm、20cm和50cm。在这一节中,我们将这3个埋深的土壤墒情变量作为可控变量,将其他埋深处的土壤墒情变量作为随机变量,进行有3个可控变量的多元回归分析。在分析中,我们将建立其他埋深处土壤墒情与10cm、20cm和50cm土壤墒情的线性回归方程式,并判别所建立的线性回归方程式的有效性。

1. 多元线性回归模型原理

设随机变量 y 与一般变量 $x_1, x_2, \dots, x_k$ 的线性回归模型为

$$y = \beta_0 + \beta_1 x_1 + \beta_2 x_2 + \dots + \beta_k x_k + \xi \quad (7-13)$$

式中 $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_k$ 是 $k+1$ 个未知数,称为回归系数; ξ 是随机误差。

多元线性回归方程中回归系数的估计可以采用最小二乘法。定义残差平方和为

$$SSE = \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2 \quad (7-14)$$

根据微积分中求极小值原理,可知残差平方和 SSE 存在极小值。欲使 SSE 达到最小,其对 $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_k$ 的偏导数必须等于零。

将 SSE 对 $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_k$ 求偏导数,并令其等于零,加以整理后得到 $k+1$ 个方程式:

$$\begin{aligned} \frac{\partial SSE}{\partial \beta_0} &= -2 \sum_{i=0}^n (y_i - \hat{y}_i) = 0 \\ \frac{\partial SSE}{\partial \beta_1} &= -2 \sum_{i=0}^n (y_i - \hat{y}_i) x_i = 0 \\ &\dots\dots \\ \frac{\partial SSE}{\partial \beta_k} &= -2 \sum_{i=0}^n (y_i - \hat{y}_i) x_k = 0 \end{aligned} \quad (7-15)$$

通过求解这一方程组便可分别得到 $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_k$ 的估计值。

对多元线性回归方程,也需要测定线性回归方程的拟合度、检验回归方

程和回归系数的显著性。

拟合度检验：测定多元线性回归的拟合程度，使用多重判定系数，其定义如下：

$$R^2 = \frac{SSR}{SST} = 1 - \frac{SSE}{SST} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \quad (7-16)$$

式中，SSR 为回归平方和；SSE 为残差平方和；SST 为总离差平方和。判断系数 R^2 测度了回归方程与观测数据的拟合程度， R^2 的值总是处于 0 ~ 1 之间。 R^2 越接近 1，回归平面拟合程度越高；反之，拟合程度越低。

回归方程的显著性检验（ F 检验）：多元线性回归方程的 F 检验，一般利用方差分析的方法进行。 F 统计量定义为：平均的回归平方和与平均的残差平方和（均方误差）之比，对于多元线性回归方程，有

$$F = \frac{SSR/k}{SSE/(n-k-1)} = \frac{\sum (\hat{y} - \bar{y})^2/k}{\sum (\hat{y} - \bar{y})^2/(n-k-1)} \quad (7-17)$$

式中，SSR 为回归平方和；SSE 为残差平方和； n 为样本数； k 为自变量个数。 F 统计量服从第一自由度为 k 、第二自由度为 $n-k-1$ 的 F 分布。如果回归方程的拟合优度高， F 统计量就越显著， F 统计量越显著，回归方程的拟合优度也越高。

回归系数的显著性检验（ t 检验）：是用来检验各自变量 $x_0, x_1, \dots, x_k$ 对因变量 y 的影响是否显著，从而找出哪些自变量对 y 的影响是重要的，哪些是不重要的。如果某个自变量 x_i 的回归系数 β_i 的标准误差较大，必然得到一个相对较小的 t 值，表明该自变量 x_i 的解释说明因变量变化的能力较差。

2. 土壤墒情的多元线性回归模型

用 10cm、20cm、50cm 埋深处的土壤墒情变量 $\{S_{10}, S_{20}, S_{50}\}$ 作为可控变量，计算 30cm、40cm、60cm、80cm、100cm 埋深处土壤墒情变量 $\{S_{30}, S_{40}, S_{60}, S_{80}, S_{100}\}$ 的三元线性回归方程见表 7-5。从判别系数 R^2 的值可以看出，对 30cm、40cm、80cm、100cm 的土壤墒情拟合情况较好，对 60cm 的土壤墒情拟合情况稍差。 F 检验值都比较大，说明线性回归方程代表着变量之间的正确线性关系。 t 检验值说明，三个可控变量在拟合随机变量时的显著性大小。 t 值越大，说明该可控变量对随机变量的影响越大，反之则越小。

表 7-5 土壤墒情的三元回归方程及其检验参数表

因变量	三元回归方程	判定系数 R^2	F 检验值	t 检验值		
				S_{10}	S_{20}	S_{50}
30cm 土壤墒情	$S_{30} = 2.038 - 0.169S_{10} + 0.786S_{20} + 0.246S_{50}$	0.947	13162	15.5	66.3	23.2
40cm 土壤墒情	$S_{40} = -0.247 - 0.017S_{10} + 0.388S_{20} + 0.785S_{50}$	0.915	7871	1.2	25.3	57.3
60cm 土壤墒情	$S_{60} = 0.217 - 0.106S_{10} + 0.959S_{50}$	0.734	2017	5.1	0.3	47.3
80cm 土壤墒情	$S_{80} = 0.492 + 0.148S_{10} - 0.1S_{20} + 1.523S_{50}$	0.842	3892	7.0	4.1	73.5
100cm 土壤墒情	$S_{100} = 15.57 + 0.06S_{10} - 0.017S_{20} + 0.537S_{50}$	0.803	2982	6.7	1.7	60.5

应用残差分析理论，当回归方程拟合度高时，残差序列将呈现出标准正态分布，反映在正态 p-p（概率-概率）图上，应该是代表样本的点簇在一条 1:1 的直线周围，如图 7-9 所示。图 7-9 分别表示了拟合 30cm、40cm、

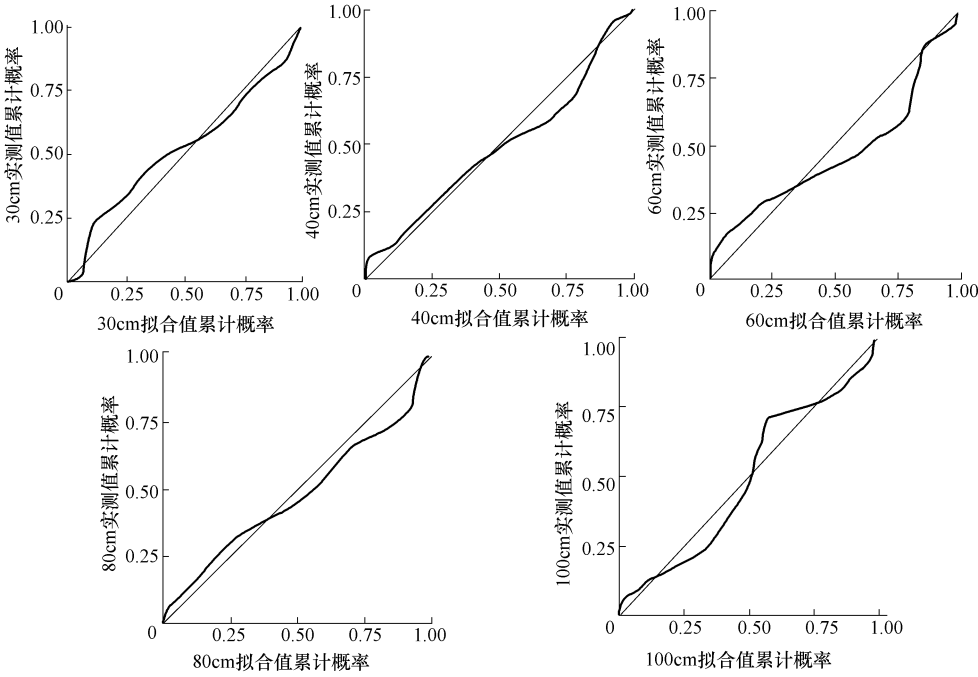


图 7-9 不同埋深处土壤墒情的正态 p-p 图

60cm、80cm、100cm 土壤墒情的正态 p-p 图。30cm、40cm 的土壤墒情 p-p 图效果最好，基本与直线重合，60cm 的土壤墒情 p-p 图拟合程度稍差，这与判定系数显示的情况一致，从而进一步验证了，利用多元线性回归方程能够用已测深度处的土壤水分值计算出未测深度处的土壤水分值。

7.3 土壤墒情的增长与消退规律

在自然条件下，无灌溉条件的旱地上，土壤水分主要来源于降水。当降水强度小于或等于土壤的下渗能力时，降水全部入渗。这一过程使土壤含水量不断增加，同时下渗能力逐渐减小。当土壤含水率达到饱和持水率时，下渗强度趋于稳定，土壤水以重力水的形式补给地下水。当降水强度大于土壤的下渗能力时，一部分降水按照土壤的下渗能力下渗，补给土壤水；另一部分形成地表径流补充到附近的河网，这一阶段为土壤水分的增长阶段。当降水结束后，土壤水分在太阳辐射的作用下，通过土壤蒸发和植物散发而逐渐减少，土壤水分进入消退阶段。

上述土壤水分的变化规律符合水量平衡原理，可用下列水量平衡方程描述：

$$\Delta\rho = \Sigma f - f_s - E + V_g \quad (7-18)$$

$$\Sigma f = P - I_s - R \quad (7-19)$$

$$\Delta\rho = P - I_s - R - f_s - E + V_g \quad (7-20)$$

式中， f_s 为通过土层底部的深层下渗量，单位为 m； $\Delta\rho$ 为计算时段内计算土层土壤含水量的变化量，单位为 m； E 为计算时段内计算土层的蒸发量和植物散发量之和，单位为 m； P 为计算时段内降水量，单位为 mm； I_s 为计算时段内植物截流量，单位为 m； R 为计算时段内降水形成的地表径流深，单位为 m； V_g 为计算时段内地下水或下层土壤水向计算土层的补给量，单位为 m。

根据北京地区土壤墒情监测与预测预报软件系统数据库的大量实测时段始末土壤含水量和降水量等数据资料，本文研究了土壤墒情的增退墒规律。

7.3.1 土壤墒情增长规律

根系层是大多数农作物根系所处的位置，所以着重对根系层的土壤墒

情增长规律进行研究。由水量平衡方程可知,对于非灌溉的耕地而言,尽管影响土壤含水量增值 $\Delta\rho$ 的因素较多,但降水量无疑是这些因素中最主要的。此外,由于降水、蒸发、下渗、植物截留以及地面径流、地下水补给等诸多因素综合影响的结果,最后都反映在雨前土壤含水量(时段初)和雨后土壤含水量(时段末)上。因此在考虑土壤墒情的增长规律时,可对土壤含水量的增值方程进行简化,主要考虑时段始(末)即降水前后的土壤含水量和降水量两个因素。将土壤含水率增值式(7-20)概化为土壤含水率增值 $\Delta\rho$ 、降水量 P 及土壤含水量之间的相关关系,即只考虑雨前土壤含水量 ρ_0 和降水量对土壤墒情增加的影响。

选取每次降雨量大于 15mm,降雨后增墒明显的时段,分别取其降雨量 P 、雨前土壤含水率 ρ_0 和雨后土壤含水量 ρ_1 ,计算出次降水土壤含水量增值 $\Delta\rho$ 。以次降雨量 P 为纵坐标,以增墒值 $\Delta\rho$ 为横坐标,以雨前土壤含水量 ρ_0 为参数,就可以绘出所监测点的降水增墒规律曲线图 ($P-\rho_0-\Delta\rho$),如图 7-10 所示,根据此图就可以由降水量和雨前土壤含水量估算出每次降水后土壤的增墒量,从而可以得到降雨后土壤墒情的估计值。

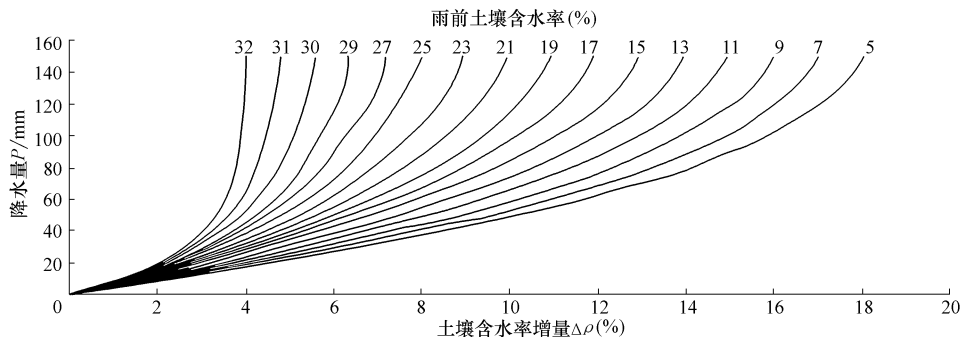


图 7-10 降水增墒规律曲线

由降水增墒规律曲线图可以发现,当雨前土壤含水量 ρ_0 一定时,降雨量 P 增大,增墒值 $\Delta\rho$ 也随之增大;同时,还可以发现,在降雨量一定时,初始土壤含水量 ρ_0 越小,则 $\Delta\rho$ 增长越大,相反,若初始土壤含水量 ρ_0 越大,则 $\Delta\rho$ 增长越小。而当初始土壤含水量 ρ_0 大于一定数值时(例如 32%),无论降雨量为多少, $\Delta\rho$ 都增长缓慢,甚至不增长,这是因为土壤含水量已经达到了饱和土壤持水量,此时无论降水多少,都不能被土壤吸

收, 多余的土壤水分因为土壤空隙和自身重力的存在将继续下渗变成地下水流失。

7.3.2 土壤墒情消退规律

同样首先对根系层的土壤墒情消退规律进行研究。由土壤水量平衡方程可知, 在没有降水和人为灌溉的情况下, 土壤水分主要受土壤蒸发和植物吸收等因素的影响而逐渐消退减小。此外, 时段初始的土壤含水量也对土壤水分的消退情况影响较大。我们采用常用的消退系数法对北京大兴区芦城基地的土壤水分消退规律进行分析。

在土壤墒情的消退阶段, 由于无降水和灌溉, 其土壤水量平衡方程式由式 (7-18) 变为如下形式:

$$\Delta\rho = -E + V_g \quad (7-21)$$

另一方面, 计算层内土壤水分的消耗亦可用下式表示:

$$\Delta\rho = \rho_t - \rho_0 \quad (7-22)$$

由公式 (7-21)、(7-22) 可得:

$$\rho_t - \rho_0 = -E + V_g \quad (7-23)$$

$$\rho_t = \rho_0 - E + V_g \quad (7-24)$$

由式 (7-24) 可知, 土壤含水量的变化, 不仅与蒸发、散发量有关, 而且与地下水及深层土壤水亦有关。由于芦城基地地下水埋深较大, 深层地下水对上层土壤的水分补给量很小, 基本可不予考虑。下层土壤水通过毛管力对上层的水分补给量以及土壤蒸发和散发量对上层土壤的影响均反应在时段末土壤含水量上。因此, 可用时段初土壤含水量和时段末土壤含水量以及能反映蒸发、散发能力大小的参数来研究土壤墒情的消退规律。蒸散发量与植物的生长阶段和太阳辐射能量有关。夏季太阳辐射较强, 蒸发量较大, 春秋两季太阳辐射较弱, 蒸发量较小, 即这些因素都与时间或季节有关。因此, 在计算土壤水分消退系数时, 应以时间为参数进行分析, 在 7.1 节中, 通过分析发现根系层的土壤墒情变化主要分为三个阶段, 因此我们在分析消退规律时也分三个阶段分析。土壤水分的消退系数一般用 K 表示, 计算消退系数需在土壤含水量消退过程线上, 选择不受降水和灌溉影响的时段, 以相邻两

次测量的土壤含水量作为分析依据，用下列公式计算：

$$K = (\rho_t / \rho_0)^{1/t} \quad (7-25)$$

式中， ρ_t 为时段末（ t 以月为单位）的土壤含水量； ρ_0 为时段初始时土壤含水量； K 为与墒情变化阶段有关的土壤水分消退系数。由于是在土壤水分的消退期间，故必有 $\rho_t > \rho_0$ ，即 $0 < K < 1$ 。

以芦城基地采集得到的土壤水分数据为基础，计算出不同阶段的土壤水分消退系数 K 值如图7-11所示。该图显示了在不同阶段时，根系层土壤水分消退系数随初始土壤水分值的变化情况。由图可知，无论处于哪一阶段，随着初始土壤水分的增大，消退系数都将变小。即当初始土壤水分较小时，消退系数接近于1。因此，时段末的土壤水分值变化不大。而当初始水分较大时，消退系数变小，即土壤水分消退速度变快，时段末的土壤水分值也减少较多。同时，我们从图7-11中还可以发现，假设在初始土壤水分值一定的情况下，剧变阶段的土壤水分消退系数最小，缓变阶段次之，稳定阶段最大，接近于1。因此在初始土壤水分含量一样的情况下，剧变阶段土壤水分消退的最快，缓变阶段次之，稳定阶段消退的最慢。

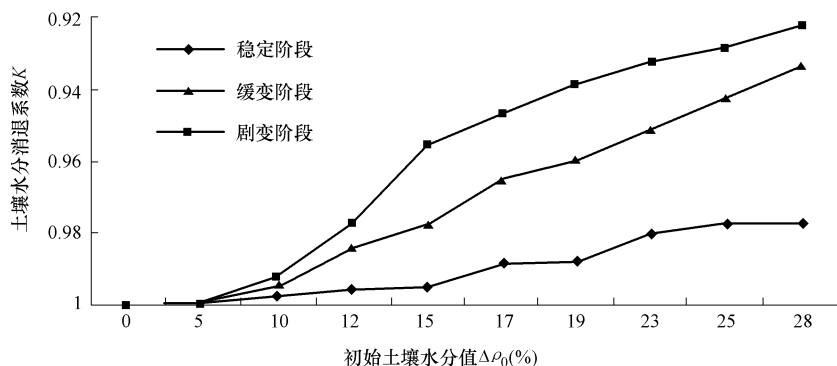


图 7-11 消退系数随初始土壤水分的变化规律

以上分析是以土壤根系层为研究对象，消退系数随初始土壤水分值变化的情况。在初始土壤水分值不同时，消退系数也不同。同时，在研究中还发现，随着地表下土壤深度的不同，消退系数也有其变化规律。不同的土壤深度，消退系数不同。假设在初始土壤水分值一定（20%）的情况下，消退系数在不同土壤深度的变化情况，如图7-12所示。由图可知，当初始土壤水分

值一定时，土层越浅，消退系数越小，土壤水分消退越快。即 $K_{10\text{cm}} < K_{20\text{cm}} < K_{30\text{cm}} < K_{40\text{cm}} < K_{50\text{cm}} < K_{60\text{cm}} < K_{80\text{cm}} < K_{100\text{cm}}$ 。而从不同阶段看，在同样深度有 K （稳定阶段） $> K$ （缓变阶段） $> K$ （剧变阶段）的关系。

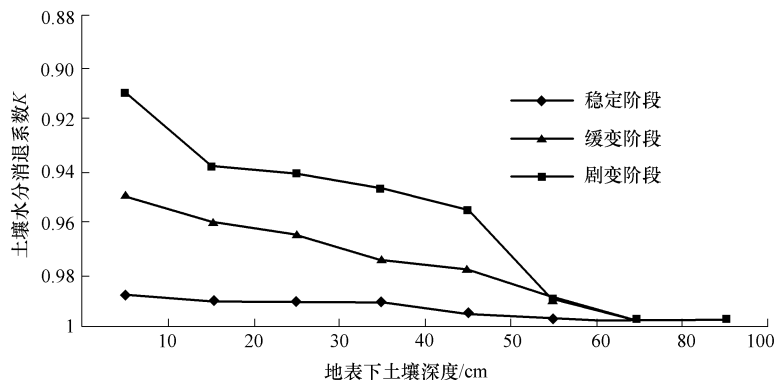


图 7-12 消退系数随土壤深度的变化规律

第 8 章



土壤墒情预报模型

土壤墒情预报就是以当前已知的土壤墒情状况为基础，分析各种对土壤墒情变化产生影响的因素，从而对土壤水分的增长和减少程度所进行的预报。目前，对土壤墒情进行预报主要有两类方法：确定性方法和随机性方法。

本章主要是利用人工神经网络的方法实现土壤墒情的短期，中期和长期预报。人工神经网络（Artificial Neural Network，ANN）是迅速兴起的一门非线性科学，因为有自组织、自适应及自学习的功能，在近十几年来得到了飞速发展，并且在人工智能、信号处理、自动控制和模式识别等很多领域取得令人瞩目的成果。人工神经网络法是模仿人类智能，在网络模型内部利用反馈机制，进行隐式推理，寻找相互关联事物之间的关系。本章在分析土壤墒情变化规律与气候因素关系的基础上，采用人工神经网络方法对土壤墒情预报进行研究，建立基于人工神经网络的土壤墒情预报模型。

8.1 人工神经网络

8.1.1 人工神经网络的基本原理

人工神经网络是在现代神经生物学研究的基础上提出的模拟生物过程，反映人脑某些特性的一种计算结构。它不是人脑神经系统的真实描写，而只是它的某种抽象、简化和模拟。在不致混淆的情况下，人们也常把人工神经

网络称为神经网络。神经元与突触是构成神经网络的基本“器件”。神经元常被称为“处理单元”，有时又从网络的观点出发，把它称为“节点”。人工神经元是生物神经元的一种近似，在功能上它是一种初级逼近。它在一定程度上模拟了生物神经元对输入信号的处理过程。基本神经元模型如图 8-1 所示，它有三个基本要素：

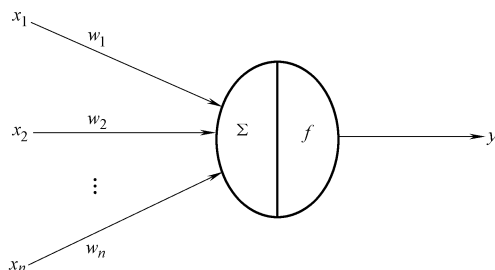


图 8-1 基本神经元模型

- (1) 加权系数 ($w_i, i = 1, 2, \dots, n$)；
- (2) 求和函数 (Σ)；
- (3) 激活函数 (f)，此外，还有一个阈值 (θ)。

一个神经元可以有多个输入 ($x_1, x_2, \dots, x_n$)，但只有一个输出 (y)，它可表示为

$$y = f\left(\sum_{i=1}^n x_i w_i - \theta\right) \quad (8-1)$$

这个输出可以同时输入给许多其他的神经元。然而，单个的神经元在“计算”能力上并不强，只有把许多的神经元连接起来，构成一个网络系统，才能完成复杂的“计算”任务，呈现出智能的特性。

神经网络系统是一个高度互联的复杂的非线性系统。神经网络的连接方式很多，根据连接取向（或信息流向）主要分为两种，前馈型网络和反馈型网络。而且，每种神经网络模型都有其相应的学习方法，以“展示”一定的“智能”。

从 1980 年再次复苏并成为热点以来，人工神经网络发展非常迅速，已经取得了丰硕的成果，在应用上更是扩展到了诸如预报、管理、通信、模式识别、图象处理等许多领域。

8.1.2 BP 人工神经网络算法

D. E. Rumelhart 和 J. L. McClelland 等人于 1986 年提出的 BP 网络, 是由一个输入层、一个或多个隐含层和一个输出层构成的多层网络。BP 网络结构如图 8-2 所示。BP 网络的输入层和输出层是与外界联系的接口, 这两层的节点数一般由应用对象的实际问题决定, 不能任意选取。可以改变的仅为隐含层的层数和各隐含层的节点数。

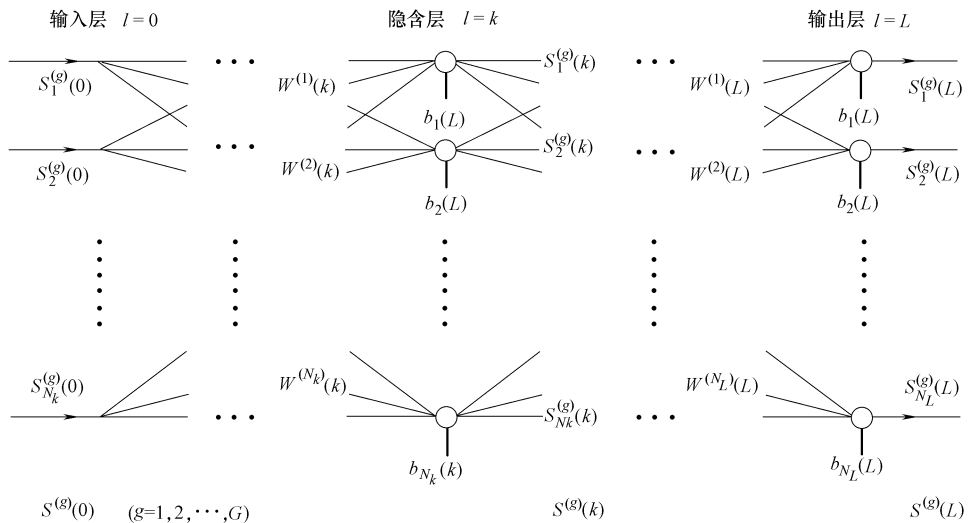


图 8-2 BP 人工神经网络结构

对于一个 L 层 BP 神经网络, 具有一个输入层 ($l=0$), $(L-1)$ 个隐含层 ($l=1, 2, \dots, L-1$) 和一个输出层 ($l=L$), 即第 l 层包含的神经元数目为 N_l , 显然输入层有 N_0 个神经元, 输出层有 N_L 个神经元。

输入层神经元没有偏置量, 其输出等于输入, 作用就是把输入数据传输到第一个隐含层的所有神经元; 隐含层和输出层的所有神经元, 都有一个转换函数 $f(x)$ 和一个偏置量。常用的神经元转换函数有三种 S 型 (Sigmoid) 函数: logsig 、 tansig 、 purelin , 如图 8-3 所示。

设第 l 层第 n 个神经元的偏置量为 $b_n(l)$, 第 l 层第 n 个神经元与第 $l-1$ 层的所有神经元相连, 每一个连接有一个权重, 所有权重构成一个向量 $w(n)(l)$ 。

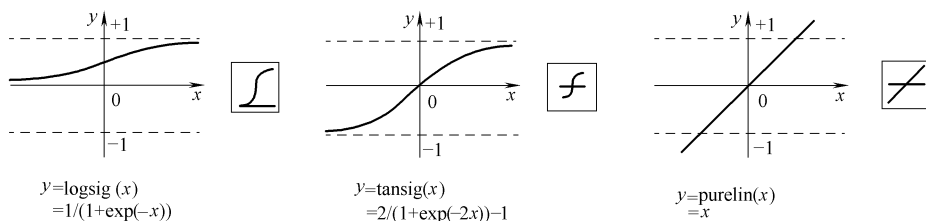


图 8-3 神经元转换函数

假如输入数据有 G 个模式 $\{s^{(g)} \mid g=1, 2, \dots, G\}$, 在给定网络初始权重条件下, 如果将输入模式 $s^{(g)}$ (N_0 维向量), 从输入层输入, 每一层对该输入模式都有一个响应, 第 l 层的响应记为 $s^{(g)}(l)$ (N_l 维向量), 显然输出层的输出为 $s^{(g)}(L)$ (N_L 维向量)。则第 l 层第 n 个神经元的响应为

$$\begin{aligned}
 s_n^{(g)}(l) &= f(s^{(g)}(l-1)' \cdot w^{(n)}(l) + b_n(l)) \\
 &= f\left(\sum_{i=1}^{N_{l-1}} s_i^{(g)}(l-1) \cdot w_i^{(n)}(l) + b_n(l)\right) \quad (8-2)
 \end{aligned}$$

定义 BP 网络的收敛误差函数 E 为所有模式的目标值向量 $t^{(g)}$ 与输出层的输出 $s^{(g)}(L)$ 的总误差的均方值 E 为

$$E = \frac{1}{G \cdot N_L} \sum_{g=1}^G \|t^{(g)} - s^{(g)}(L)\|^2 = \frac{1}{G \cdot N_L} \sum_{g=1}^G \sum_{n=1}^{N_L} (t_n^{(g)} - s_n^{(g)}(L))^2 \quad (8-3)$$

BP 神经网络训练的目标就是, 寻找使 E 最小的网络权值。总的思想就是, 先从权值空间中随机地选取一点, 输入模式, 从输入层输入, 经隐含层处理, 传输到输出层, 再经输出层神经元处理后将结果输出, 此为正向过程; 误差反向传播过程的信息流向与正向过程相反, 在此过程中, 根据 E 的梯度下降的方向, 逐层调整层间的连接权重, 直到输入层。然后又转入正向过程, 直到预期输出和目标值之间的误差达到最小 (可接受的范围)。

梯度计算的递推公式为

$$q(x) = \frac{d}{dx}f(x) = \begin{cases} f(x) \cdot (1 - f(x)) & f(x) = \text{logsig}(x) \\ 1 - f^2(x) & f(x) = \text{tansig}(x) \\ 1 & f(x) = \text{purelin}(x) \end{cases} \quad (8-4)$$

$$\frac{\partial E}{\partial w_i^{(n)}(l)} = - \sum_{g=1}^G \delta_n^{(g)}(l) \cdot s_i^{(g)}(l-1) \quad (l = 1, 2, \dots, L-1, L) \quad (8-5)$$

$$\delta_n^{(g)}(l) = \frac{2}{G \cdot N_l} (t_n^{(g)} - s_n^{(g)}(l)) \cdot q[s_n^{(g)}(l)] \quad (l = L) \quad (8-6)$$

$$\delta_n^{(g)}(l) = q[s_n^{(g)}(l)] \cdot \sum_{j=1}^{N_{l+1}} [\delta_j^{(g)}(l+1) \cdot w_n^{(j)}(l+1)] \quad (l = 1, 2, \dots, L-1) \quad (8-7)$$

偏置量、权值的变化步长计算公式为

$$\Delta b_n^{new}(l) = \eta \cdot \sum_{g=1}^G \delta_n^{(g)}(l) + \alpha \cdot \Delta b_n^{old}(l) \quad (l = 1, 2, \dots, L-1) \quad (8-8)$$

$$\Delta w_i^{(n),new}(l) = \eta \cdot \sum_{g=1}^G \delta_n^{(g)}(l) \cdot s_i^{(g)}(l-1) + \alpha \cdot \Delta w_i^{(n),old}(l) \quad (l = 1, 2, \dots, L-1) \quad (8-9)$$

偏置量、权值更新公式为

$$b_n^{new}(l) = b_n^{old}(l) + \Delta b_n^{new}(l) \quad (l = 1, 2, \dots, L) \quad (8-10)$$

$$w_i^{(n),new}(l) = w_i^{(n),old}(l) + \Delta w_i^{(n),new}(l) \quad (l = 1, 2, \dots, L) \quad (8-11)$$

式 (8-8)、式 (8-9) 中第二项为阻尼项 (或称动量项), 可以减少学习过程的振荡趋势, α 为阻尼率 (或称动量因子)。 η 为学习率, 为了克服训练过程中收敛速度过慢的问题。T. P. Vogl 提出了一种较有效的加速技术, 在训练过程中, 不是使用固定的学习率和阻尼率, 而是动态改变, 见式 (8-12) 所示:

$$\left\{ \begin{array}{ll} \eta(t) = \eta_0; \alpha(0) = \alpha_0 & (t=0) \\ \text{if } E(t) < E(t-1) & \text{then } \eta(t) = \phi \cdot \eta(t-1); \alpha(t) = \alpha_0 \\ \text{if } E(t) < (1+\varepsilon)E(t-1) & \text{then } \eta(t) = \beta \cdot \eta(t-1); \alpha(t) = 0 \\ \text{if } E(t) > (1+\varepsilon)E(t-1) & \text{then; } \eta(t) = \beta \cdot \eta(t-1); \alpha(t) = 0 \end{array} \right.$$

(8-12)

式中, t 为迭代计数器, ϕ 为加速因子 ($\phi > 1$); β 为减速因子 ($\beta < 1$); $0.01 \leq \varepsilon \leq 0.05$ 。

Vogl 的算法很明显, 如当前步的误差比上一步减小, 表明前进方向正确, 应该增大步长, 同时保留阻尼项; 如果当前步的误差比上一步增加很大, 表明前进的步长太大, 应取消该步, 重新从上一步出发, 并减小前进步长, 不保留阻尼项; 如果当前步的误差比上一步增加不太大, 接受该步, 下一步前进步长减小, 也不保留阻尼项, 接受该步有利于跳出局部最小点。Vogl 建议 $\phi = 1.05$, $\beta = 0.7$ 。由于 Vogl 算法过分依赖于初始步长, 如果 η_0 太大, 将要耗费过多的迭代次数才能达到一个较好的学习率。同时 Vogl 算法也对加速因子 ϕ 和减速因子 β 的值很敏感, 因为它们会严重影响收敛速度。D. Anguita 等人对 Vogl 算法进行了改进, 提出一种 YPROP 算法, 其主要思想是, 不使用固定的加速因子 ϕ 和减速因子 β , 而是在每一步均改变它们, 即

$$\phi(t) = 1 + \frac{K_a}{K_a + \eta(t-1)} \quad (8-13)$$

$$\beta(t) = \frac{K_d}{K_d + \eta(t-1)} \quad (8-14)$$

式中, K_a 与 K_d 分别为加速常数和减速常数。YPROP 算法表明: 在加速过程中, 如果 η 太小, 那么要 η 快速增大, 即如 $\eta(t-1) \ll K_a$, $\phi(t) \cong 2$, 则 $\eta(t) \cong 2 \cdot \eta(t-1)$; 反之, 如果 η 很大, 就要求 η 近似保持不变, 即如 $\eta(t-1) \gg K_a$, $\phi(t) \cong 1$, 则 $\eta(t) \cong \eta(t-1)$ 。

在减速过程, 情况相反, 如果 η 很大, 那么要 η 快速减小, 即如 $\eta(t-1)$

$\ll K_d$, $\beta(t) \cong K_d / \eta(t-1)$, 则 $\eta(t) \cong K_d$; 反之, 如果 η 很小, 可能进入了局部最小, 就要求 η 近似保持不变, 有利于跳出局部最小点, 即如 $\eta(t-1) \ll K_d$, $\beta(t) \cong 1$, 则 $\eta(t) \cong \eta(t-1)$ 。

BP 人工神经网络算法的流程图如图 8-4 所示:

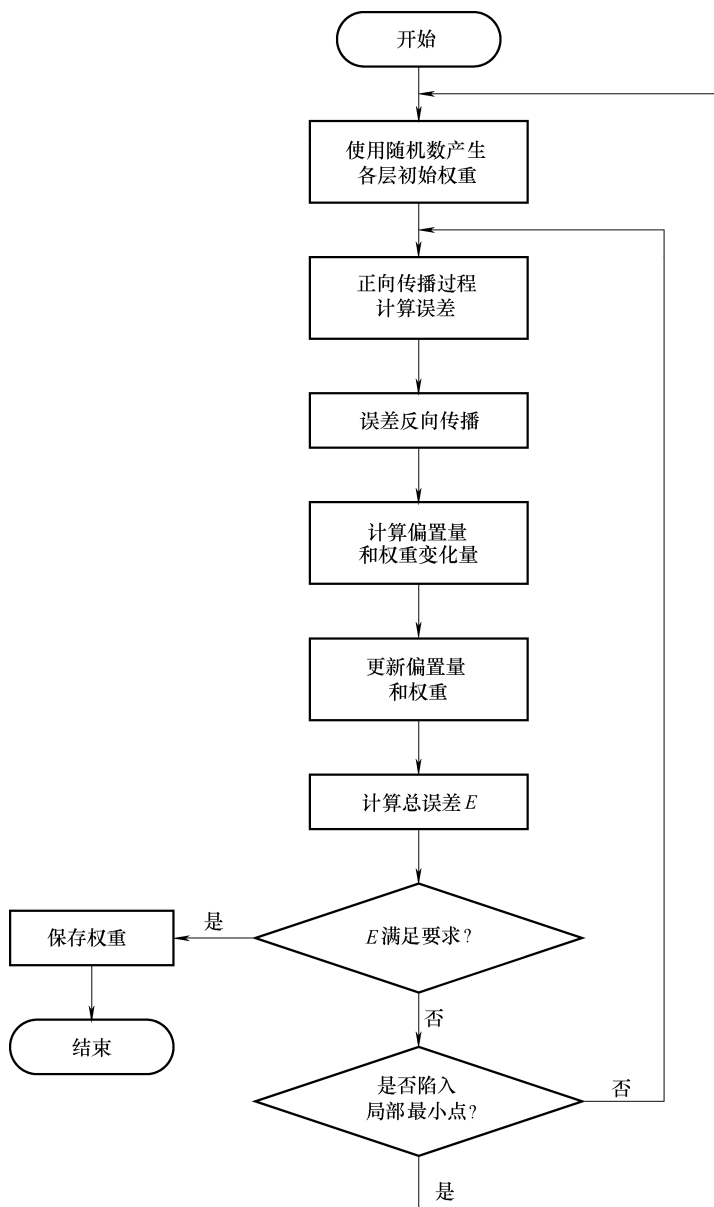


图 8-4 BP 人工神经网络算法的流程图

8.2 BP 人工神经网络模型的建立

土壤墒情的变化是一个复杂的、非线性的过程，因而对其进行预报必须寻找各种非线性的方法，人工神经网络正是一门非线性科学，它有自组织、自适应及自学习的功能。本章充分考虑到气象因素对土壤水分的影响后，建立了土壤水分 BP 人工神经网络预报模型，该网络能够对短期、中期和长期的 10cm、20cm 和 50cm 的土壤墒情变化做出精确的预报。BP 人工神经网络对土壤墒情的预报分为 3 个步骤进行，首先需要选择输入输出变量，构造模型结构；然后根据需求选择模型最适合的参数，进行网络训练并保存训练结果；最后利用训练后的结果进行土壤墒情预报，并对预报效果进行分析。

8.2.1 学习样本的选择与处理

1. 输入变量和输出变量的选择

土壤水分之所以会发生变化，主要是由于土壤对水分的吸收和蒸发。在没有灌溉的条件下，土壤吸收水分的多少主要取决于降雨量，土壤蒸发水分的多少主要取决于日照，温度和空气湿度。一般来说，降雨量大，土壤水分就会增长的多。但强度大的降雨如雷阵雨，容易造成地面流失，因而渗入土壤中的水分就少，相反强度小的连续降雨就更有利于土壤对水分的吸收和储存。蒸发对土壤墒情的影响主要表现在土壤水分的大量散失上。土壤水分蒸发量的大小与近地面层的空气湿度有关，空气湿度越小，土壤水分蒸发就越快、越多。在连续高热高温的日子里，太阳辐射强度大，气温和土壤温度都显著增高，近地面层空气较为干燥，土壤水分蒸发量大。因此，土壤就会迅速失水。降雨量、日照、温度和空气湿度是影响土壤水分变化的很重要的四个气象因素，在 BP 网络的输入层中，把它们作为四个输入变量。同时，土壤水分增加量与减少量的多少与土壤水分的初始值也有很大的关系，若初始土壤水分值高，土壤水分变化就比较小；若初始土壤水分值低，土壤水分变化就比较大。因此在考虑输入变量时，把初始土壤水分值作为输入变量也是必须的。一般土壤水分传感器应埋设在地表下 10cm、20cm 和 50cm 的位置，所以以这 3 个土壤深度的土壤水分的初始值为网络的另外 3 个输入量，以该 3 个土壤深度处的土壤水分变化量作为网络输出量。表 8-1 为输入变量（包

括 10cm、20cm、50cm 的土壤水分初始值,降雨量,日照时数,空气湿度和气温)和输出变量(10cm、20cm、50cm 的土壤水分一天后的改变量)之间的相关关系表。表中负号表示当输入变量增大时输出变量反而会减少。

表 8-1 输入变量与输出变量相关关系表

	10cm 土壤 初始含水量	20cm 土壤 初始含水量	50cm 土壤 初始含水量	降雨量	气温	日照时数	空气湿度
10cm 土壤 水分改变量	-0.214	-0.114	-0.197	0.159	-0.085	-0.15	0.073
20cm 土壤 水分改变量	-0.173	-0.224	-0.212	0.136	-0.072	-0.111	0.042
50cm 土壤 水分改变量	-0.138	-0.176	-0.227	0.096	-0.055	-0.087	0.053

2. 样本标准化处理

由于 BP 神经网络的输出值在 0~1 之间,而且当输入值在 0.1~0.9 之间时变化较快,所以应该对学习样本和教师样本数据进行一定的压缩处理,使之满足网络计算的要求。为了减少计算误差,一般可以将输入数据压缩在 0.1~0.9 范围内,对输出数据也可如此处理。具体计算公式如下:

$$Z_c = 0.1 + (0.9 - 0.1) \cdot \frac{Z - 0.95Z_{\min}}{1.05Z_{\max} - 0.95Z_{\min}} \quad (8-15)$$

式中, Z 为压缩前的输入数据值; Z_c 为压缩后的数据值; $Z_{\max}$ 、 $Z_{\min}$ 分别为样本数据集中相应的最大、最小值。

8.2.2 网络参数确定和网络结构

在土壤墒情的预报中,当网络模型训练好之后,可以在一段时间内用这同一个训练好了的模型进行墒情预报。在实际应用中,土壤墒情的变化并不很快,因此,在确定网络参数和网络结构时,应主要考虑的因素是网络的收敛误差,网络的收敛速度并不是主要考虑的问题。在本节中,将以北京怀柔汤河口土壤墒情固定站短期土壤墒情预报的数据为例,以达到最小收敛误差为标准,具体讲述网络参数的确定和网络结构的构造过程。

1. 网络隐含层节点数目的确定

增加网络隐含层的层数并不能达到减少误差的目的,因此本文只设置一个隐含层。隐含层节点的数目不同时,训练同样多的次数,收敛误差值不同。如图8-5所示为当设置网络训练的迭代次数为 4×10^2 次时,不同隐含层节点数所对应的最小收敛误差。

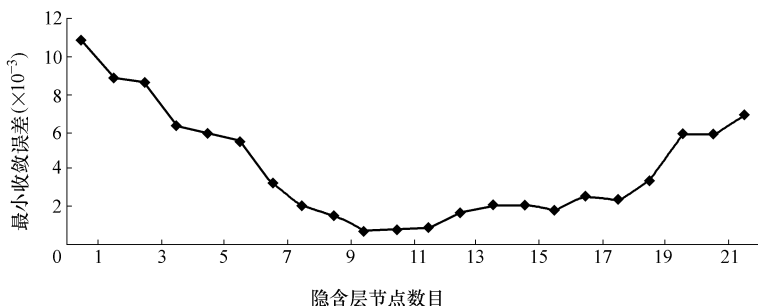


图8-5 不同隐含层节点数所对应的收敛误差

由图8-5可见,当隐含层的节点数选择为10时,收敛误差最小,仅为 7.0×10^{-4} 。因此,进行短期墒情预报时选择10为隐含层的节点数是合理的。

2. 网络结构

由前面的分析可知,人工神经网络的输入层应包括7个输入变量,它们分别是地表下10cm、20cm、50cm土壤水分的初始值,降雨量,日照时数,空气湿度和气温。输出层是预报的目标,包括地表下10cm、20cm、50cm土壤水分的改变量。隐含层应该包括10个节点。因此,若以BP(n, m, q)表示神经网络的结构(n 表示输入层节点数, m 表示隐含层节点数, q 表示输出层节点数),那么土壤墒情短期人工神经网络预报模型具体结构应该是BP(7, 10, 3)的结构。图8-6所示为具体的网络结构图:

8.2.3 网络训练过程

本节在具体进行短期预报的人工神经网络训练时,以北京怀柔汤河口土壤墒情固定站采集的每天的土壤水分和气象的平均数据作为学习样本,以一天后土壤水分的变化量作为教师样本。学习样本的起止时间从2004年1月1

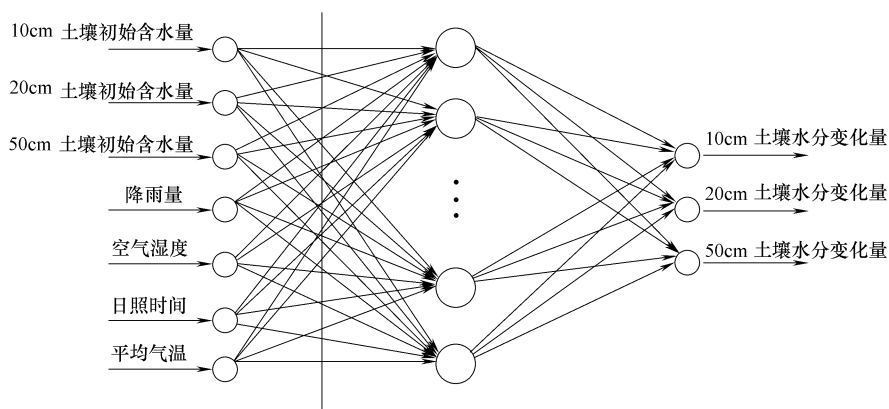


图 8-6 BP 人工神经网络结构图

日至12月30日，而教师样本的起止时间为2004年1月2日至12月31日。模型的初始学习因子设置为0.1，初始动量因子设置为0.05，加速因子和减速因子分别设为0.7和0.07。图8-7所示为程序执行时的BP人工神经网络参数设置对话框。在训练时，首先将学习样本读入BP网路输入层，通过正向传播过程得到一个输出结果，并将它与期望输出值（教师样本）比较，算



图 8-7 BP 人工神经网络参数设置对话框

出误差总和,若误差在允许的范围之外,则进入反向传播过程,修正网络的各个权值,减少误差。根据 BP 算法,正向输出计算与反向权值修正交替进行,直到误差达到允许的范围时结束循环。图 8-8 所示为短期预报网络训练过程中,收敛误差 E 的改变过程(只做出了前 1000 次的改变过程)。从图 8-8 中可见,在前 200 次的迭代循环中,网络收敛误差迅速减少。200 次循环以后,收敛误差虽然仍在减少,但是减少的幅度非常小。若在循环 500 次后,仍继续增加迭代次数,由图中可以看到,误差将再次出现波动情况,这是由于迭代次数过多,出现了过拟合现象。

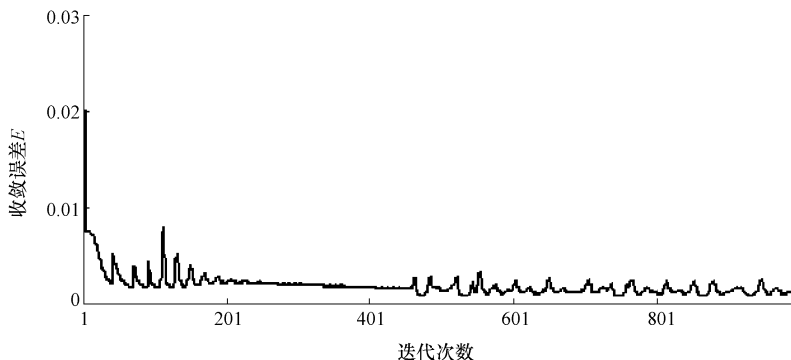


图 8-8 短期土壤墒情预报的网络训练过程

8.3 预报结果分析

8.3.1 土壤墒情短期预报

本文中,短期土壤墒情预报是指根据当天的土壤墒情初始值和气象因素,预报第二天的土壤墒情变化量。由上节的分析可知,土壤墒情短期人工神经网络预报模型的合理结构应该是 BP (7, 10, 3) 的结构。网络训练结束后,将得到的合理权值矩阵和偏置量保存下来。在进行土壤墒情预报时,输入当天所测量的 7 个输入量,然后读入权值和偏置量,经过计算就可以预报出第二天的土壤墒情变化量。由于在网络训练前已经将学习样本和教师样本都做了标准化处理,所以此时网络的输出一定在 (0.1, 0.9) 范围内,为了得到实际意义上的改变量,则必须通过式 (8-16) 进行数据的反变换。

$$\Delta\rho = \frac{(Z_{\text{out}} - 0.1)(1.05Z_{\text{max}} - 0.95Z_{\text{min}})}{0.9 - 0.1} + 0.95Z_{\text{min}} \quad (8-16)$$

式中, $\Delta\rho$ 为土壤墒情的变化量, Z_{out} 为模型的输出值, Z_{max} 、 Z_{min} 分别为样本数据集中教师样本的最大、最小值。有了土壤墒情的变化量 $\Delta\rho$ 和初始土壤含水量 ρ_0 , 通过式 (8-17) 即可方便的求出第二天土壤水分 ρ_t 的具体值:

$$\rho_t = \rho_0 + \Delta\rho \quad (8-17)$$

这里用 2004 年 2 月 1 日至 2005 年 1 月 30 日的数据作为短期土壤墒情预报效果的验证。图 8-9 所示为 20cm 深度处土壤墒情短期预报值与实测值之间的比较, 图中, 深色曲线代表实测值, 浅色曲线代表预报值。从图 8-9 可以看出, 预报值紧随实测值的变化而变化。图 8-10 所示为预报值与实测值之间的绝对误差图。从图中可以发现, 中间部分数据的误差较大, 而两端数据的误差较小。中间部分代表的是夏季土壤水分变化剧烈的阶段, 两端数据则

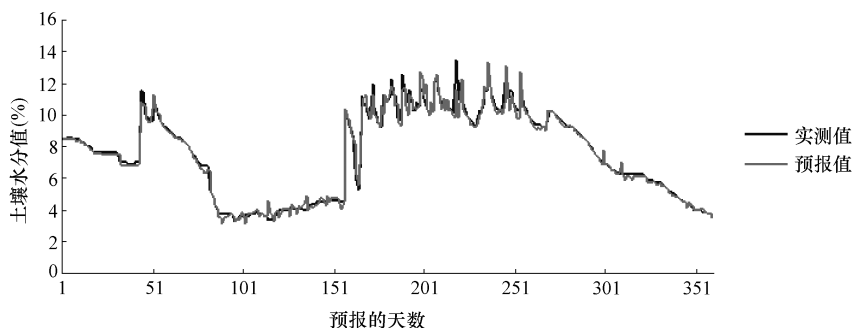


图 8-9 20cm 深度处土壤墒情短期预报值与实测值比较

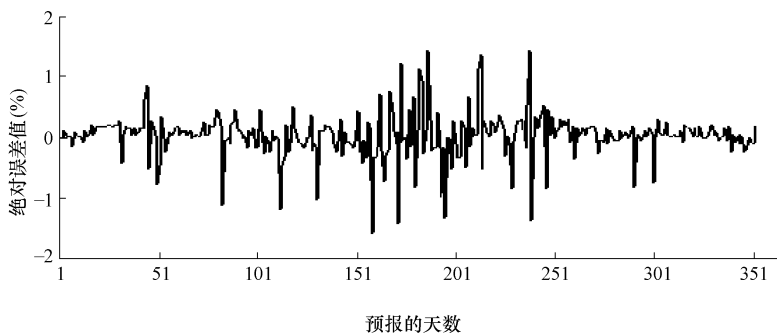


图 8-10 20cm 土壤墒情短期预报值与实测值间的绝对误差

代表春冬两季土壤水分变换缓慢的阶段，因此可以说在土壤水分缓慢变化和稳定阶段的预报误差比土壤水分剧烈变化阶段的预报误差小。从整体看，所有的绝对误差均没超过 $\pm 2\%$ ，说明利用该人工神经网络模型能够较为准确的预报出一天后的土壤水分值。

8.3.2 土壤墒情中期预报

中期土壤墒情预报是指根据测量当天的土壤墒情初始值和气象因素，预报 15 天后的土壤墒情变化量。所以，学习样本的起止时间依然是从 2004 年 1 月 1 日至 12 月 30 日，而教师样本的起止时间则变为 2004 年 1 月 15 日至 2005 年 1 月 14 日。BP 模型结构设为 BP (7, 18, 3) 时收敛误差最小，收敛误差为 1.02×10^{-3} 。与短期土壤墒情预报的过程一样，当网络训练结束，需要进行数据的反变换，变换公式仍是式 (8-16) 和式 (8-17)。用 2004 年 2 月 15 日至 2005 年 2 月 14 日的 20cm 的土壤墒情数据作为中期预报效果的验证。由图 8-11 和图 8-12 可知，用人工神经网络训练的结果对土壤墒情进

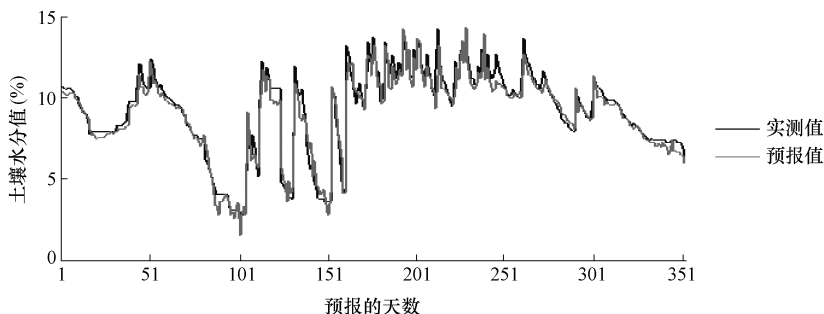


图 8-11 20cm 土壤墒情中期预报值与实测值比较

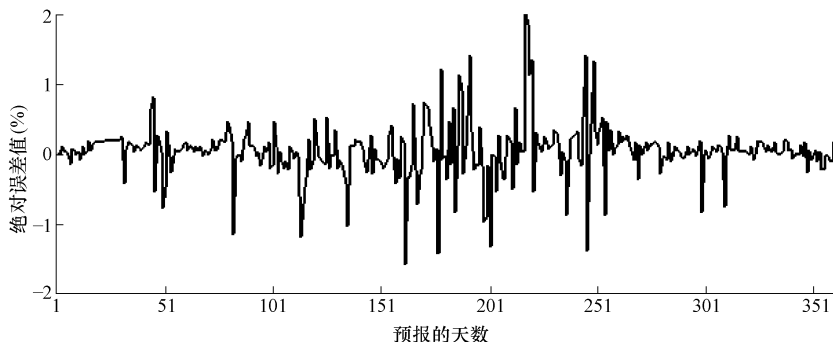


图 8-12 20cm 土壤墒情中期预报值与实测值间的绝对误差

行中期预报, 误差范围仍然较小。同时, 仍然可以发现, 土壤水分缓慢变化和稳定的阶段的预报误差比土壤水分剧烈变化阶段的预报误差小。

8.3.3 土壤墒情长期预报

长期土壤墒情预报是指根据当天的土壤墒情初始值和气象因素, 预报一个月后 (30 天后) 的土壤墒情变化量。学习样本的起止时间依然是从 2004 年 1 月 1 日至 12 月 30 日, 而教师样本的起止时间则变为 2004 年 1 月 31 日至 2005 年 1 月 30 日。人工神经网络采用 BP (7, 15, 3) 的结构, 收敛误差为 1.53×10^{-3} 。图 8-13 和图 8-14 为长期土壤墒情预报的结果。土壤水分缓慢变化和稳定的阶段的预报误差仍比土壤水分剧烈变化阶段的预报误差小。从整体看, 绝对误差仍较小, 但有些数据, 土壤墒情的绝对误差已经超过了 $\pm 2\%$ 的范围。

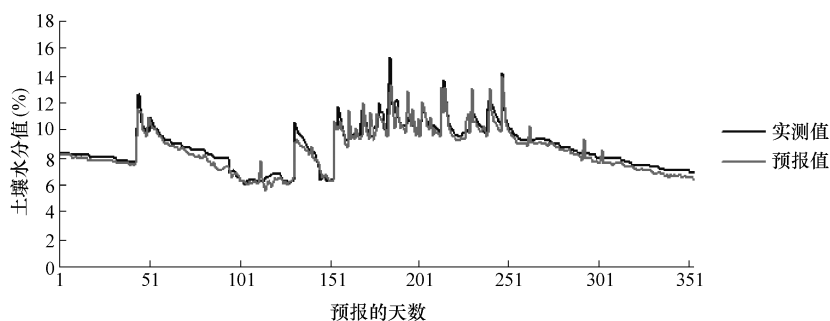


图 8-13 20cm 土壤墒情长期预报值与实测值比较

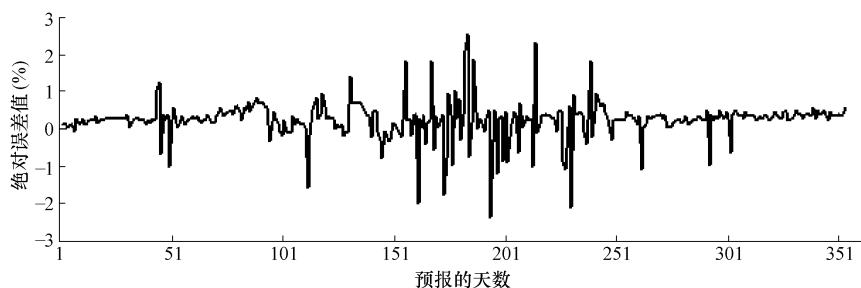


图 8-14 20cm 土壤墒情长期预报值与实测值间的绝对误差

8.3.4 土壤墒情预报结果的验证与比较

为了对土壤墒情的预报效果进行进一步的验证和分析，本文对 20cm 土壤墒情的短期，中期和长期预报的预报值与实测值做出了比较图，如图 8-15 ~ 图 8-17 所示。预报值与实测值之间的误差越小，那么预报效果越好。反映在 $y = x$ 直线上，如果预报值与实测值越接近，那么数据点应该越靠近 $y = x$ 直线。

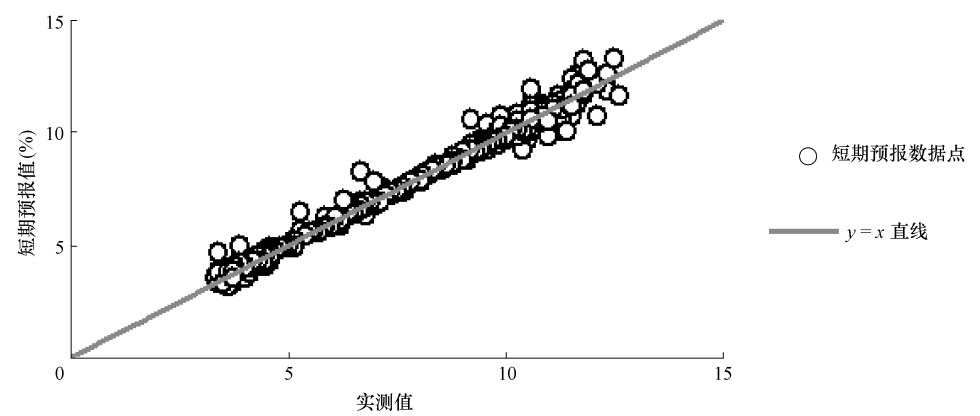


图 8-15 20cm 土壤墒情短期预报值与实测值间的比较

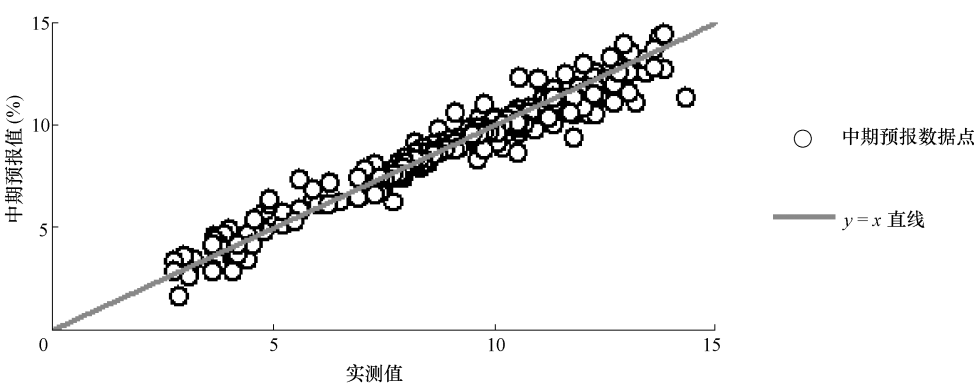


图 8-16 20cm 土壤墒情中期预报值与实测值间的比较

表 8-2 为短期、中期和长期土壤墒情预报效果验证与比较表。通过该表，一方面可以看到，无论短期、中期和长期预报，其平均绝对误差值都小于 1%，表明利用人工神经网络进行土壤墒情的预报效果较好，精度较高，偏

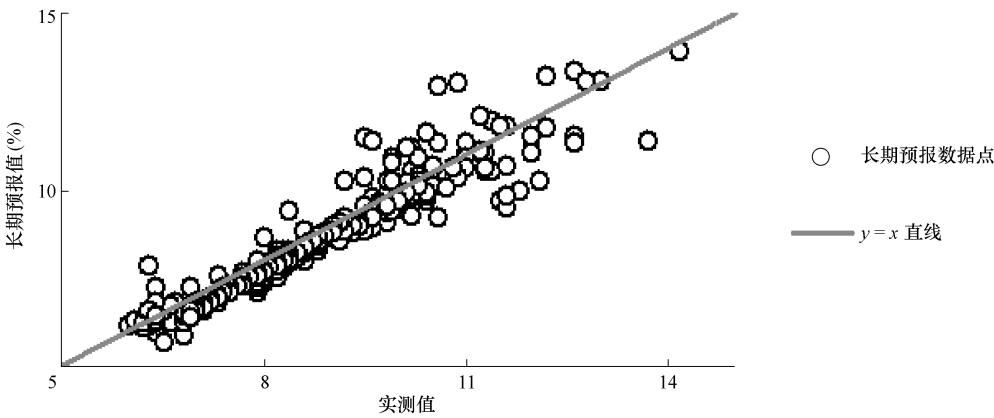


图 8-17 20cm 土壤墒情长期预报值与实测值的比较

差小。从另一方面，由表可知，短期土壤墒情预报的误差较之中期和长期的土壤墒情预报，误差更小，这表明短期土壤墒情预报的效果比中期和长期土壤墒情预报的效果更好。这是由于短期预报是对第二天的土壤墒情进行预报，中间间隔的时间短，干扰因素更少。

表 8-2 短期、中期和长期土壤墒情预报效果验证与比较表

	20cm 短期预报	20cm 中期预报	20cm 长期预报
BP 模型结构	BP(7,10,3)	BP(7,18,3)	BP(7,15,3)
最小收敛误差	7.0×10^{-4}	1.02×10^{-3}	1.53×10^{-3}
最小误差(%)	0.00	0.01	0.00
最大误差(%)	1.57	2.01	2.57
平均绝对误差(%)	0.22	0.41	0.44
均方误差(%)	0.28	0.31	0.37

第 9 章



土壤墒情信息管理与决策支持系统

北京地区是全国易发旱灾的重点地区之一，北京全市有 12 个区县被列为全国易旱地区，需要从过去的缺乏统一规划，管理技术落后的被动防旱抗旱状况转变为技术先进的主动防旱抗旱。实现这个转变，就必须要有土壤墒情（旱情）监测系统的支持，建设北京市土壤墒情（旱情）监测与预测预报系统。在各控制监测点合理布设土壤墒情监测站，利用先进的墒情监测设备、GPS 技术、GIS 技术和无线通信技术及时准确的传递土壤墒情信息，取得抗旱主动权，为领导决策提供科学依据，从而迅速有效地采取相应的防旱抗旱措施。

从 2001 年开始至今，北京在各区县已经陆续建立了 38 个土壤墒情固定站和 120 个土壤墒情巡测站。这些土壤墒情站的建立是本系统建立的基础，为系统提供了可靠而准确的数据来源。

在传统的土壤墒情监测和预测预报研究中，大部分工作均是以某单一的土壤墒情固定监测点（或者是单一的土壤墒情固定站）为基础进行的，这不能反映区域内的土壤墒情状况和变化趋势。因此，如何将这些单一的土壤墒情监测点结合起来进行大面积的区域内土壤墒情监测和土壤墒情预报是迫切需要研究的问题。

9.1 北京地区的自然概况

9.1.1 气象与水文

北京属于温带半干旱大陆性季风气候，冬季受蒙古高压影响，盛行偏北

风,寒冷干燥,春季干旱多风,夏季受大陆热低压影响,盛行偏南气流,炎热多雨,秋季凉爽。多年平均气温为 11.7°C ,年最高气温一般出现在雨季到来前的6月份,月平均约 31°C 。年最低气温常出现在1~2月份,最冷月(1月)平均气温约 -2°C 左右。极端高温为 42.6°C ,极端低温为 -27.4°C 。多年平均降水量 595mm 。降水量年内分布不均匀,汛期6~9月份占全年的80%以上。年际变化很大,丰、枯水年可相差4.5倍,如1959年降水量为 1406mm ,而1980年仅为 250mm 。

北京地区主要河流有海河流域的永定河、潮白河、北运河、大清河和蓟运河等水系。除北运河外都是过境河流,纵贯全市向东南蜿蜒于平原之上。其中除潮白河、永定河分别经蓟运河、潮白新河、永定新河直接入海外,拒马河、北运河都汇入海河,然后入海。纵贯北京西、南部的永定河是北京最大的过境河流之一。

9.1.2 地形地貌

北京西部和北部是连绵不断的群山,山区面积 10417.5km^2 ,占全市总面积的62%。东南部是一片由西北向东南倾斜的洪积平原,地面标高由60m逐渐降至10m左右,面积 6390.3km^2 ,占全市总面积的38%。西部山地属太行山山脉,山峰高度一般在海拔 $1000\sim 1500\text{m}$ 左右,贯穿于房山区、门头沟区的西北部,最高峰是位于门头沟区境内的东灵山,海拔 2303m 。北部和东北部山地属燕山山脉,横穿延庆县、怀柔区、密云县和平谷县的北部,最高峰是位于延庆北部的海陀山,海拔 2230m 。

9.1.3 耕地与土壤类型

北京现有耕地 3398km^2 ,全年粮食总产达208万吨。京郊种植结构调整初步出现种植业三元结构雏形,即粮食、经济作物、饲料作物。北京市郊区土壤覆盖率为82%,面积约2067万亩,其中山区1104万亩,占53%,平原936万亩,占47%。山地土壤以砾质轻壤质为主,砾质砂壤及中壤次之,自高到低,依次为草甸土、棕壤河褐土。平原地土壤主要是洪积冲积物,以轻壤质为主,约占一半以上,砂壤、中壤次之,砂质重壤较少。

9.2 系统开发的目的意义

旱灾是北京地区发生最频繁、波及面最广、持续时间最长、影响最深远

的一种自然灾害。根据 1949 ~ 1990 年 42 年的统计,有 19 年发生农业干旱灾害,全市累计受灾面积约 3000 万亩。

1999 年以来,北京地区连续发生干旱,其干旱程度更为严重,1999 年全年降水量比多年平均降水量减少了 41.3%,而 2000 年全年降水量虽然比 1999 年有所增加,但比多年平均降水量仍减少了 27%。干旱少雨致使水库蓄水锐减,地下水连续下降,农业受害严重,仅 2000 年全严重受旱面积达 248 万亩,成灾面积 80 万亩,绝收面积 22 万亩,粮食减产约 18 万吨,果品减产约 8 万吨,直接经济损失达 7.8 亿元,山区因干旱有 18 万人、2.2 万头大牲畜出现饮水困难。北京历史上的旱灾给人民造成了生命财产的重大损失,对社会经济发展产生了不良的影响。因此,在北京建立土壤墒情监测与预测预报系统的工作迫在眉睫。

建设北京土壤墒情监测与预测预报系统,在各区县合理布设土壤墒情监测站,以承担有关各类数据和墒情调查工作,通过网络传输到市中心站,及时、准确、系统地掌握全市各地的墒情信息,从而向市级和各区县抗旱部门提供墒情情报,取得抗旱的主动权,为领导决策提供科学依据,以便迅速有效地采取相应的抗旱措施。

同时建设北京土壤墒情的监测与预测预报不单是防旱抗旱的客观要求,同时也是防涝除涝工作的客观需要。通过对土壤墒情的监测,了解各类土壤的含水量,根据各类土壤含水量正常值的要求,确定旱涝程度,为防涝除涝提供科学依据,以便及时正确的实施排涝。

建立北京地区土壤墒情监测与预测预报系统也是农业可持续发展和水资源可持续利用的要求。实现农业的可持续发展和水资源的可持续利用,需要大量基础设施和大量基础工作来支撑,土壤墒情与墒情监测系统便是其中之一。墒情和墒情实时准确监测和预报,是农田适时适量灌溉的基础。一方面,有利于保证在作物生长期作物得到适量水分,使作物增产,实现农业可持续发展;另一方面,有利于农作物高效用水,减少水的无效损失和浪费,实现水资源的可持续利用。

9.3 北京土壤墒情监测站的分布情况

北京全市面积约为 16807.8km^2 ,如何用有限数量的土壤墒情监测站来最大程度地刻画出临近的最广地域范围的土壤墒情(旱情)的真实情况,使建

立起来的监测体系能真实地体现出区域内土壤墒情（旱情）变化情况和趋势，是需要解决的问题。

2003 年 8 月 17 日到 2003 年 8 月 28 日，本书作者参加了北京市通州区土壤墒情调查试验。通州位于北京市东南，地处永定河、潮白河冲积平原之上，北纬 $39^{\circ}36' \sim 40^{\circ}02'$ ，东经 $116^{\circ}32' \sim 116^{\circ}56'$ 。东西最宽 36.5 公里，南北最长 48 公里，总面积 907 平方公里，耕地 74.8 万亩，地势平坦。在试验期间无明显降雨的情况下，分 6cm、10cm、15cm、20cm 四个深度徒步采集了 3022 个采样点的土壤水分值，基本覆盖了通州区辖范围。

在完成试验后，将采集获得的数据用 Davies-Bouldin's index 指标进行分析，选择使 Davies-Bouldin's index 指标最小时的分类数为合理的墒情监测站数目。在得到了合理的站点数目后，利用快速聚类方法对 3022 个采样点进行分类，从而得到土壤墒情固定站的合理建站位置。通过这样的分析，通州区合理的土壤墒情固定站数目为 7 个。对于北京市其他区县土壤墒情监测站的建设，可以利用通州区作为参考，在只考虑各区县的面积大小而不考虑其他条件（如地势、作物、环境等）的影响的情况下可以得到各区县的合理土壤墒情监测站数目。

在实际的系统建设时，由于土壤墒情固定站的建设需要花费较多的资金且建设周期较长。因此，在每个区县都建立起合理数目的土壤墒情固定站不能一蹴而就，需要一个长期的过程。但是，如果在一定的面积内没有足够的土壤墒情监测数据又不能真实客观的反映墒情情况和变化趋势。所以，在土壤墒情固定站数目不足的情况下，采取了用土壤墒情巡测站进行弥补的方式，在固定站数目差的较多的地方，配备较多的巡测站，以此来保证数据的数量和质量。目前，北京市已经在 13 个区县范围内建立了 38 个土壤墒情固定站和 120 个土壤墒情巡测站，其分布情况见表 9-1，北京地区已经建立的土壤墒情监测站的地理分布如图 9-1 所示。

表 9-1 北京地区土壤墒情监测站分布情况表

区县名称	区域面积 /km ²	实际建站 数目	已建的固定站名称	巡测站数目
朝阳	470.8	2	仰山、三间房	4
丰台	304.2	2	长辛店、王佐	5

(续)

区县名称	区域面积 /km ²	实际建站 数目	已建的固定站名称	巡测站数目
海淀	426.3	2	白家疃、北庄子	7
通州	907	5	徐辛庄、牛堡屯、马驹桥、 觅子店、郎府	9
大兴	1012	3	芦城、北臧村、魏善庄、	6
顺义	980	5	后沙峪、仁和、河南村、 唐指山、高丽营	9
房山	1866.7	2	十渡、长阳	12
门头沟	1331.3	2	清水、何各庄	14
昌平	1430	2	沙河、响潭	8
延庆	1980.6	2	白河、香村营	12
怀柔	2557.3	7	宝山寺、庙城、宰相庄、喇嘛沟门、 口头、南年丰水厂、汤河口	12
密云	2355.6	2	庙牌、西田各庄	12
平谷	1075	2	兴隆庄、马坊	10
合计		38		120

注：表中土壤墒情固定站名称均采用站点所在地的地名。

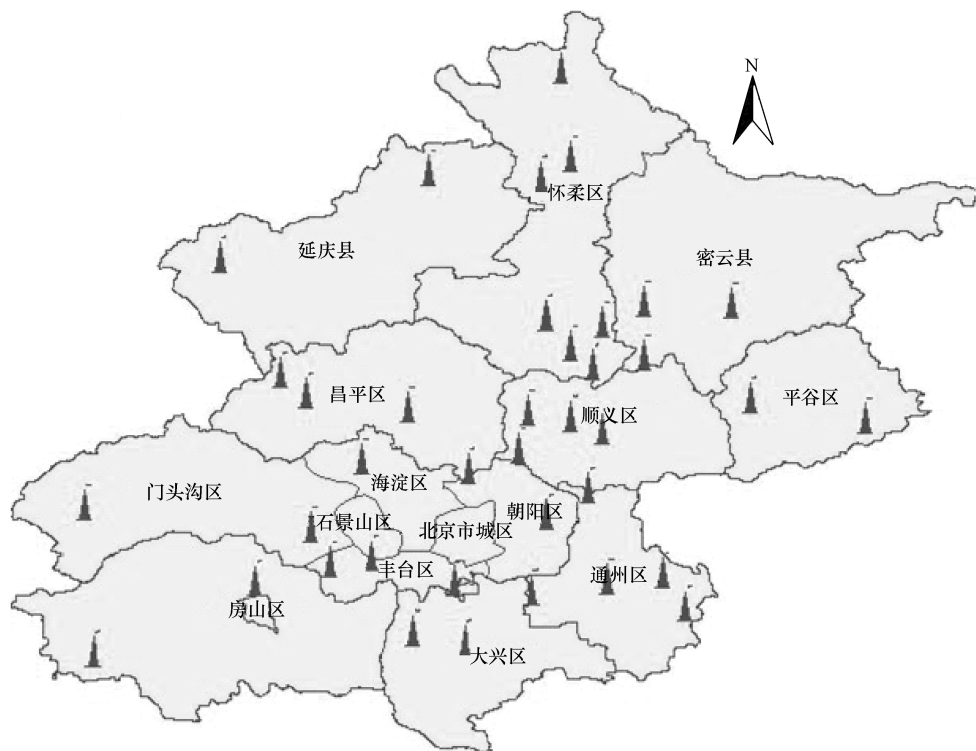


图 9-1 北京地区已经建立的土壤墒情监测站地理分布图

9.4 系统的组成结构

按照系统各个部分的分工可以将系统分为三级。土壤墒情固定站和土壤墒情巡测站是系统的第一级。土壤墒情固定站是在某一定面积的区域建立起来的固定站点，固定站点利用土壤墒情信息采集与远程监控系统进行数据的采集与传送。这些站点建立在北京市对土壤墒情有代表性的地方。每隔 4h 采集一次 10cm，20cm 和 50cm 3 个不同土壤深度的土壤水分值以及从气象部门收集当天的气象数据。墒情固定站成本较高，但能够定点长期观测，测量精度高。土壤墒情巡测站采用土壤水分数据采集终端为测量仪表，巡测站可以移动的测量出不同采样点在地表下 0 ~ 100cm 不同深度的土壤水分值。土壤墒情巡测站设备成本较低，操作简便，与 GPS 结合使用，具有较大的灵活性，缺点是连续采集某一点的土壤水分值，而且需要人工操作测量，需花费较多的人力资源。土壤墒情固定站的建设按照规划进行，而土壤墒情

巡测站点则不受位置限制。土壤墒情固定站和土壤墒情巡测站相结合，就可以测量出能比较均匀的覆盖北京全市的土壤墒情数据。土壤墒情固定站和土壤墒情巡测站通过 GSM 网络将数据上传到区县级墒情管理中心。区县级土壤墒情管理中心是系统的第二级组成，主要负责将土壤墒情巡测站和固定站上传的数据进行初步的统计和分析。另一方面区县级管理中心可以手动的通过 GSM 网络控制土壤墒情固定站不定期的召测墒情数据。经过初步分析的数据将通过 Internet 或者 GSM 网络上传给市级或省级墒情管理中心。区县级墒情管理中心在系统中起到“承上启下”的作用。系统中省级土壤墒情管理中心即北京市墒情（旱情）管理中心。它是本系统中最高的一级，它将各区县墒情管理中心上传的墒情信息进行汇总和分析，然后进行土壤墒情的监测和预报，做出土壤墒情分布图、等值面图、历史曲线图等直观地反映出北京地区的土壤墒情趋势，从而可以直接指导防旱抗旱，满足防旱抗旱的要求，整个系统的结构图如图 9-2 所示。

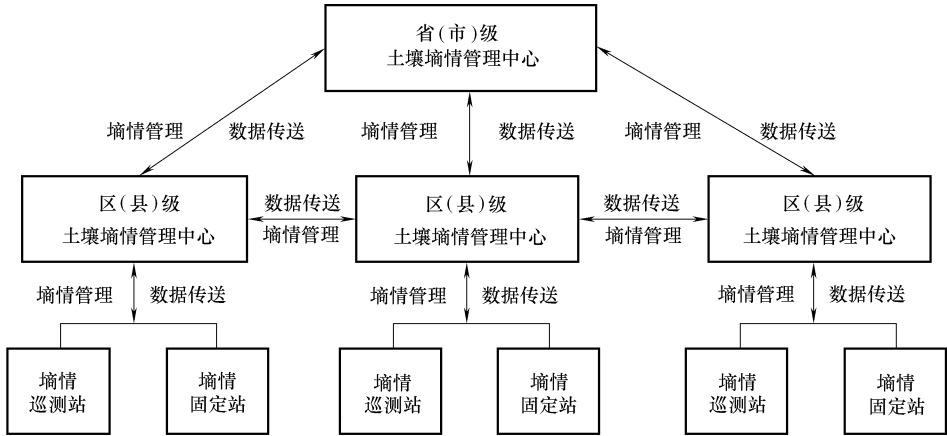


图 9-2 系统结构图

9.5 系统软件开发

9.5.1 系统软件的开发环境

1. 系统软件的开发模式

现代软件系统的开发模式主要有线性模式、渐增式模式和螺旋式模式三

种。线性模式各阶段之间具有很强的顺序性和依赖性，在系统开发后期改正前阶段中产生的错误，需要付出很高的代价，这种模式只适合用来开发非常熟悉的或者是较小的系统。渐增式模式可以看作是分段的线性模式。渐增式模式中相邻的阶段之间的工作可以根据开发需要进行调整和返工。渐增式模式是对线性模式的改进，但仍然无法很好的管理开发过程中大的变动。螺旋式模式是现代软件开发最为常用的模式，在该模式中软件生命周期的所有阶段首尾相接，循环进行。使用这种模式，每经过一次循环都可以得到一个版本的可执行软件。对于每个版本的可执行软件都可以经过评估，不断进行修改与完善，系统螺旋开发模式的过程如图 9-3 所示。这种软件开发模式灵活方便，易于调整改进，所以北京市土壤墒情监测与预测预报系统采用螺旋式模式进行开发。

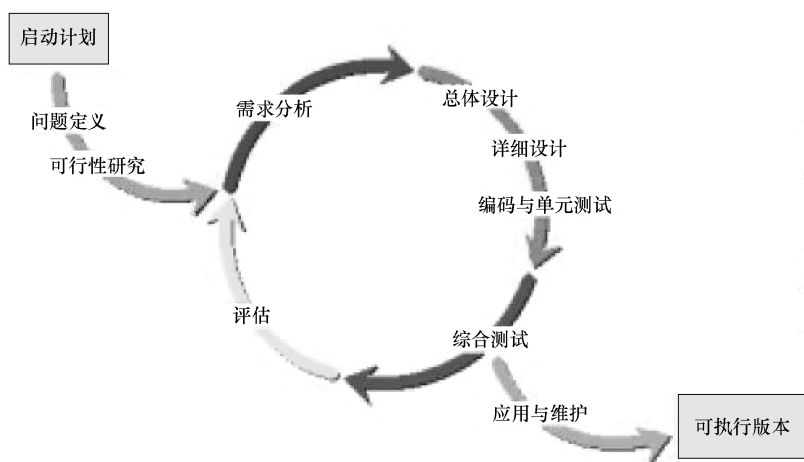


图 9-3 系统螺旋开发模式

2. 系统软件的开发语言

系统的开发以 VISUAL BASIC（简称 VB）为编程语言。VB 是在 Windows 操作平台下设计应用程序的最迅速、最便捷的工具之一。它是一种十分成熟的面向对象的可视化编程语言。利用 VB 的数据访问特性能方便的对包括 SQL Sever 和其他企业数据库在内的大部分数据库格式创建数据库和前端应用程序。同时，现在许多 GIS 组件软件均以 VB 作为默认的二次开发语言。因此，VB 是本系统开发最为合适的编程语言。

3. 地理信息系统 (GIS)

地理信息系统 (GIS) 是本系统软件开发的核心, 系统正是利用组件式 GIS 作为开发平台, 进行了程序的开发而成功实现的。GIS 是近 10 年来发展起来的一门综合应用技术, 它能把地理学、几何学、计算机科学及各种应用技术如 CAD 技术、遥感技术、GPS 技术, Internet 技术、多媒体技术等融为一体, 它利用计算机图形与数据库技术来采集、存储、编辑、显示、转换、分析最后输出各种各样的地理数据。用户可以根据需要获取图文并茂的各种信息, 并用于分析和决策。目前, GIS 的应用已经遍及金融、电信、交通、国土资源、电力、水利、农林、环境保护、地矿等国民经济各领域。

随着科学技术和社会经济的发展, GIS 系统软件和应用软件日趋成熟和完善。随着地理信息产业的建立以及数字化信息产品的普及, GIS 软件的社会需求增大, 应用日趋广泛, 使其从一门专业技术发展成为一门独立的新兴学科。从系统集成方式看, GIS 的发展经历了如下阶段: 第一阶段为集成式 GIS 阶段。这一阶段的特点在于将所有的 GIS 功能集成到一个系统中。它的优点在于集成了 GIS 的各项功能, 能够形成完整独立的 GIS 开发系统。但是在完成功能庞大的系统时, 开发人员必须处理许多与 GIS 无关的事情。而且价格昂贵, 尽管有些 GIS 功能用户并不需要但用户还是必须购买整个 GIS 系统, 同时它所运用的语言为解释型语言, 不易于调试, 开发效率低。第二阶段为模块式 GIS 阶段。这一阶段比第一阶段的软件有了很大的改进, 整个系统由多个可以拆卸的模块组成, 用户可以根据自身的需要选择所需的模块。模块化的 GIS 具有较大的工程针对性, 便于用户的开发和应用, 用户可以根据需求选择所需模块。第三阶段为组件式 GIS 阶段, 又称为 ComGIS 阶段。ComGIS 以组件式软件技术为基础, 是面向对象技术和组件技术在 GIS 软件技术开发中的应用。同上两个阶段相比, ComGIS 具有多方面的优点其中包括无缝集成, 无需专门的开发语言, 可视化界面设计, 成本低, 开发周期短等。

如图 9-4 所示, 由最开始的难于集成发展到现在的易于集成 GIS 软件的发展经历了一个由合到分的过程。目前, GIS 组件化的趋势日益明显, 已经成为 GIS 的重要发展方向, 而使用组件技术的开发方式也逐渐成为地理信息应用系统开发的主要方式。

当前较为流行的组件式 GIS 在国外有 MapInfo 公司提供的 MapX, ESRI

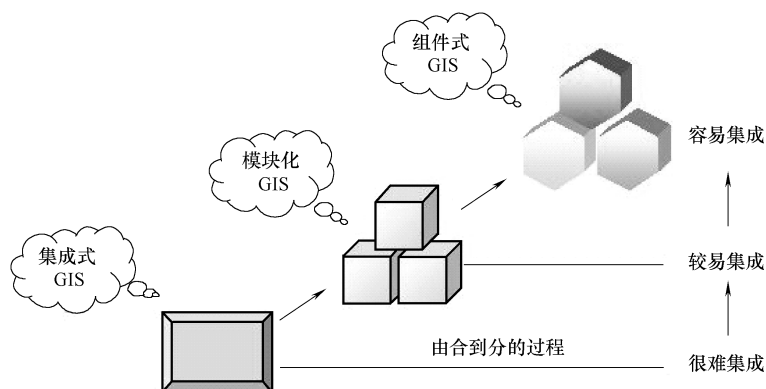


图 9-4 GIS 软件的发展过程

公司提供的 Mapobjects 等。在国内有超图公司提供的 Supermap GIS 和中地数码公司提供的 MAPGIS 等。本文基于性价比和功能等多方面的考虑，选择了 Supermap GIS 作为系统的二次开发平台。

9.5.2 系统的建设目标与功能设计

北京地区土壤墒情监测与预测预报软件系统建设的目标是建立一个覆盖全市的土壤墒情（旱情）监测及抗旱信息管理系统。系统应能够及时发现旱情，实时监测旱情发展过程，掌握抗旱动态，提出有科学依据的土壤墒情预报模型，能进行准确的区域土壤墒情预报，防止或减轻旱情旱灾对农业、林业造成的经济损失。系统建成后，将实现土壤墒情信息的自动化管理、实现墒情数据的查询、分析、预报、并将结果以点土壤墒情布图、等值线、等值面、面分布图、统计图表等方式生动直观的显示出来，为抗旱决策和抗旱工作提供科学依据。根据系统的建设目标，系统设计了土壤墒情信息采集、土壤墒情站信息管理、土壤墒情空间分布显示、土壤墒情监测、土壤墒情预报及土壤墒情信息输出等 6 大功能模块，系统的功能层次结构图如图 9-5 所示。

1. 土壤墒情数据采集模块

这部分主要负责各种数据的采集和保存工作，数据主要包括固定站的土壤水分值及气象数据和巡测站的土壤水分值，以及固定站的站点位置数据

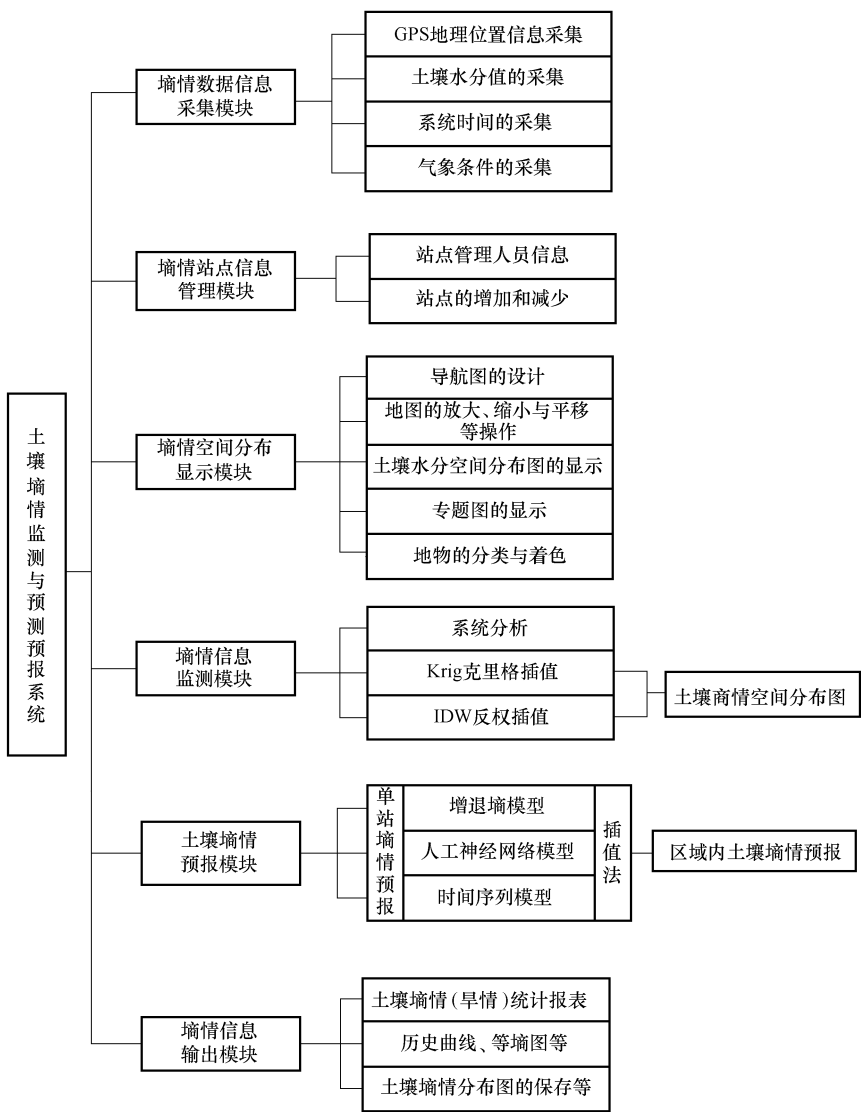


图 9-5 系统功能层次结构图

等。对于气象数据的采集应该与北京市较为完善的水文站和气象站等水文气象系统紧密结合起来。

2. 土壤墒情站点信息管理模块

主要对土壤墒情固定站和巡测站信息进行管理。包括对站点人员信息的

掌握, 站点设备的管理以及站点的添加和删除等。

3. 土壤墒情空间分布显示模块

主要完成土壤墒情信息的直观显示和操作部分。显示方面包括导航鹰眼图、土壤墒情空间分布图、等值线图、等值面图等, 使操作人员能直观快速多方位的了解北京市土壤墒情的分布情况。操作部分主要是对地图的操作, 包括地图的放大、缩小、平移、选择、查询等。

4. 土壤墒情监测模块

系统能够对北京市土壤墒情进行自动或人工监测。若选择自动监测则系统能每隔 4h 进行一次当天的土壤墒情数据的查询, 并将每个墒情站的数据直接显示在地图上。若选择人工监测, 则可以人工的查询任意一天的土壤墒情情况。系统用了 krig 插值法和 IDW 反权法进行空间内插值, 将区域同一时间内的所有土壤墒情数据结合起来, 用不同的着色表示不同的墒情状况, 完成了区域内土壤墒情的监测。

5. 土壤墒情预报模块

系统不仅实现了对单点(单站)的土壤墒情预报而且实现了区域土壤墒情预报功能。对单点的土壤墒情预报模型有三种, 包括: 增退墒模型、人工神经网络模型、时间序列模型。对每个墒情站进行预报后, 结合空间的插值方法(Krig 法和 IDW 法)就可以进行区域的土壤墒情预报。

6. 土壤墒情信息输出模块

主要是对土壤墒情信息的输出及保存功能。通过地统计分析可以直接得到当天北京市的受旱面积和受旱区域, 能用历史曲线, 柱状图, 饼状图, 土壤墒情统计报表等多种形式输出并保存。

9.5.3 系统的数据库设计

系统数据库的设计是系统建设的一个重要环节, 没有准确的、实时的数据信息, 就谈不上数据信息的分析与处理。数据库要求数据结构分明、易于管理, 以最佳方式组织数据, 使数据库在逻辑上划分合理, 减少数据的冗余, 实现数据的共享。数据库的组织要求可靠性高, 便于维护, 能够扩充与更新, 便于信息查询。为了提高软件开发的质量和效率, 针对北京市土壤墒情监测与预测预报系统所采用的开发环境, 在数据库设计中必须遵循以下原则: 层次分明, 布局合理。数据信息应自下而上, 逐层浓缩、归纳、合并、减少冗余, 提高数据共享程度。

保证数据结构化、规范化、编码标准化。这是建立数据库系统和进行业务应用内、外信息交换的基础。在每一个数据库设计之前都要有一个充分的、详细的数据分析、数据格式及较为统一的编码,为减少数据的冗余量,应尽量避免库结构的重复,并且要保证整个数据库设计的完整性。

数据的独立性和可扩展性。应尽量做到数据库的数据具有独立性,独立于应用程序,使数据库的设计及其结构的变化不影响程序的运行。应用系统在不断地变化,所以数据库设计要考虑其扩展接口,使得系统增加新的应用或新的需求时,不致于引起整个数据库系统的重新改写。

共享数据的正确性和一致性。应考虑数据资源的共享,合理建立公共数据库。采用数据库分层管理,使不同层次的数据共享。

减少不必要的冗余。建立数据系统后,应避免不必要的重复和冗余。但为了提高系统的可靠性而进行的数据备份还是必要的。兼容性。保持和北京市其他子系统的数据兼容性,便于从其他系统读取相关数据,并能够向其他系统提供所需要的数据。

系统中数据库数据来源主要有信息采集得到的数据、GIS 地理数据、预报模型的参数数据以及来源于其他数据库的气象数据等,如图 9-6 所示。

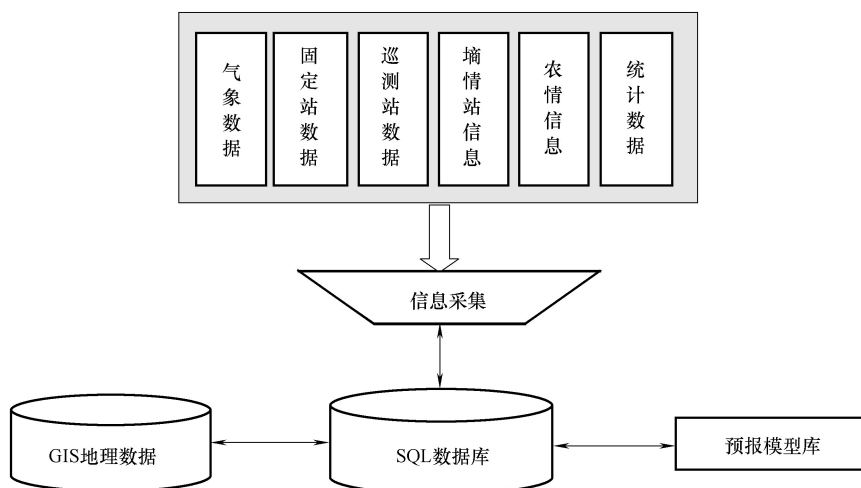


图 9-6 系统数据库结构图

通过信息采集得到的数据包括土壤墒情固定站和土壤墒情巡测站的 10cm、20cm、50cm 的土壤墒情数据、从各个气象部门获得的气象数据如降

雨量、日照时间、气温和空气湿度等,还包括各个土壤墒情站的设备管理以及站点的具体地理位置数据等。

预报模型数据库主要用于对土壤墒情预报模型参数的保存和获取。如保存各墒情站人工神经网络模型的权值和阈值、保存时间序列模型的各阶系数以及保存增退墒模型的参数等。

GIS 地理数据不同于其他数据,它并不保存在 SQL 关系型数据库中,而是直接保存在专门的地理信息系统数据库中,数据内容包括矢量图、栅格图等。GIS 地理数据只能通过 GIS 组件进行读取、保存和修改。

一个完整的数据库是由各种数据表组成的,所有的数据信息都保存在不同的数据表中。各个数据表间相互独立同时又彼此关联,它们是系统的基础,为整个系统的运行提供及时合理的数据依据。

9.6 系统的应用

9.6.1 系统主界面

系统运行时的启动界面和主界面如图 9-7、图 9-8 所示。主界面包括菜单栏、工具栏、快捷按钮、显示区及状态栏等几个部分,整个界面与 Windows 操作系统的风格一致。系统的菜单栏包括系统管理、土壤墒情监测、土壤墒情信息管理、土壤墒情预报、地图操作、帮助等内容。通过菜单,用户可以切换到不同的运行界面,完成不同的功能。工具栏包括地图的放大、缩小、平移、选择等地图工具,同时利用工具栏也可以完成系统界面的切换。显示区用来显示电子地图、图例等。导航图可以用来准确快速的定位地图的位置。状态栏的作用是显示地图坐标,系统当前日期与时间以及其他提示信息等。

9.6.2 区域内土壤墒情的监测

系统的主要开发目标之一就是要对北京地区整个区域内的土壤墒情(旱情)状况进行准确、及时、直观、可靠的监控与掌握。目前北京地区已经建立了 38 个土壤墒情固定站和 120 个土壤墒情巡测站,这些墒情站将采集得到的最新数据利用 GSM 无线网络传递给系统,保存在数据库中。系统可以每 4h 自动查询一次数据库,将每个站的土壤墒情数据显示在 GIS 地图上。同



图 9-7 系统启动界面

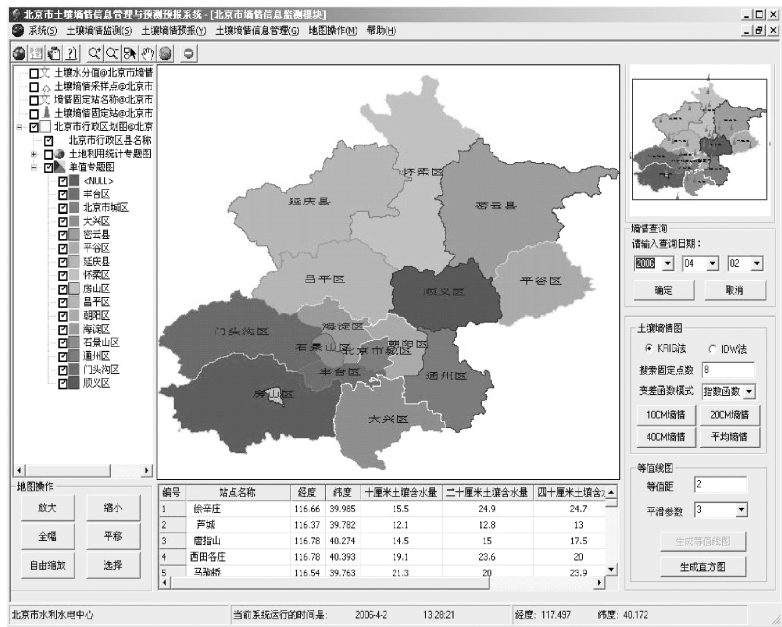


图 9-8 系统运行主界面

时，也可以人工进行查询。系统可查询任意一天各个固定站的土壤墒情状况。此外，系统提供了丰富的图查属性或者属性查图等功能。利用组件式GIS技术，系统能在显示区域上直观、形象的演示出整个区域（北京）内的实时墒情情况，结合每一个墒情监测点的数据，实现对整个区域进行土壤墒情监测。

在传统的土壤墒情监测中，主要是对某一个点或某一站的墒情变化情况进行监测与分析。这使得土壤墒情监测具有某种孤立性，甚至可能“以偏概全”，对实际生产和生活的意义并不大。但是，若是到大面积研究区域的每一个地点去测量土壤水分值又是非常困难的，也是难以实现的。因此，必须寻找一种方法能够将已知样本点的土壤水分值结合在一起，并按照一定的方式扩散开来，给其他的未测定土壤水分值的所有点分配一个合理的预测值，从而了解“面上”的土壤水分分布情况，我们称这样的方法为土壤墒情的空间插值法或土壤墒情的预测。

在地统计学中空间的插值方法主要可以分为确定性插值方法和地统计插值方法两类，如图9-9所示。

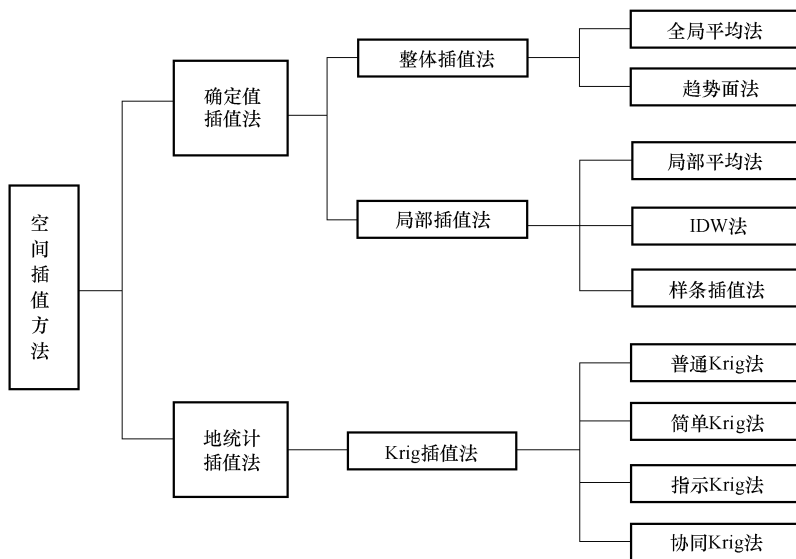


图9-9 空间插值方法的分类

确定性插值方法以研究区域内部的相似性或者以平滑度为基础，由已知点来创建表面。确定性方法又可以分为两种：整体性插值法和局部性插值

法。整体性插值方法以整个研究区的样点数据集为基础来计算预测值；而局部性插值方法则取一个大研究区域内较小的空间区域内的已知样点来计算预测值。全局平均法和趋势面法等方法属于整体性插值法。反距离加权法（IDW 法）和样条插值法等则属于局部性插值法。

地统计插值方法利用的是已知样本点的统计特性进行表面插值。地统计方法不但能够量化已知点之间的空间自相关性，而且能够解释说明采样点在预测区域范围内的空间分布情况。地统计插值方法有普通 Krig 法、简单 Krig 法、泛 Krig 法、概率 Krig 法、指示 Krig 法、析取 Krig 法和协同 Krig 法等。

在众多空间插值方法中，各种插值法都有自己的缺陷。例如，全局插值法由于会丢失细节信息，所以将影响预测误差。样条插值法的精度处于中等水平，但是计算量较大。Krig 法和 IDW 法是目前公认的精度较高，运算量也不大的插值方法。因此，本文采用了确定性插值法中的 IDW 法和地统计插值法中的普通 Krig 法进行土壤墒情的预测，并对两种方法进行了比较。

1. IDW 法

反距离加权（IDW, Inverse Distance Weighted）插值法是基于相近相似原理，即两个物体离得越近，它们的性质就越相似，反之，离得越远则相似性越小。反距离加权法使用预测区域内已知的样点值来预测区域内除样点外的任何位置的值。距离预测点最近的样点要比距离预测点稍远的样点对预测点的影响大。因此，反距离加权法假设各已知样点对预测点值的预测都有局部性的影响，其影响随着距离的增加而减少。离预测点近的已知样点在预测过程中所占的权重要大于离预测点远的已知样点的权重。反距离加权法的一般公式如下：

$$Z(s_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(s_i) \quad (9-1)$$

式中， $Z(s_0)$ 为 s_0 处的预测值； n 为预测计算过程中要使用的预测点周围样点的数量； λ_i 为预测计算过程中使用的各样点的权重，该值随着样点与预测点之间距离的增加而减少； $Z(s_i)$ 是在 s_i 处获得的实测值；确定权重的计算公式为

$$\lambda_i = d_{i0}^{-p} / \sum_{i=1}^n d_{i0}^{-p} \quad \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \quad (9-2)$$

随着样本点与预测点之间距离的增加,权重值的降低用参数 p 来控制 ∂d_{s_0} 是预测点 s_0 与各已知样点 s_i 之间的距离。参数 p 是均方根预测误差最小时回归模型中的参数个数。均方根预测误差 (Root Mean Square Prediction Error) 是通过交叉验证计算出的一种残差统计量。对于一个预测精确的模型,如果是无偏估计,平均误差应接近于 0,均方根预测误差应尽可能小。此时,拟合方程中参数个数即为参数 p 。

样点在预测点值的计算过程中所占权重的大小受参数 p 的影响。随着采样点与预测点之间距离的增加,权重与预测点和已知样点之间距离的 p 次幂成反比。所以,随着距离的增加,权重迅速减少。权重减少的速度取决于 p 值的大小。如果 $p=0$,那么随着距离的增加,权重并不减少,而且因为各权重相等,预测值就是所有已知样点值的平均值。通常情况下,可以将参数 p 值取为 2。图 9-10 所示为利用 IDW 法绘制的北京市土壤墒情空间分布图。

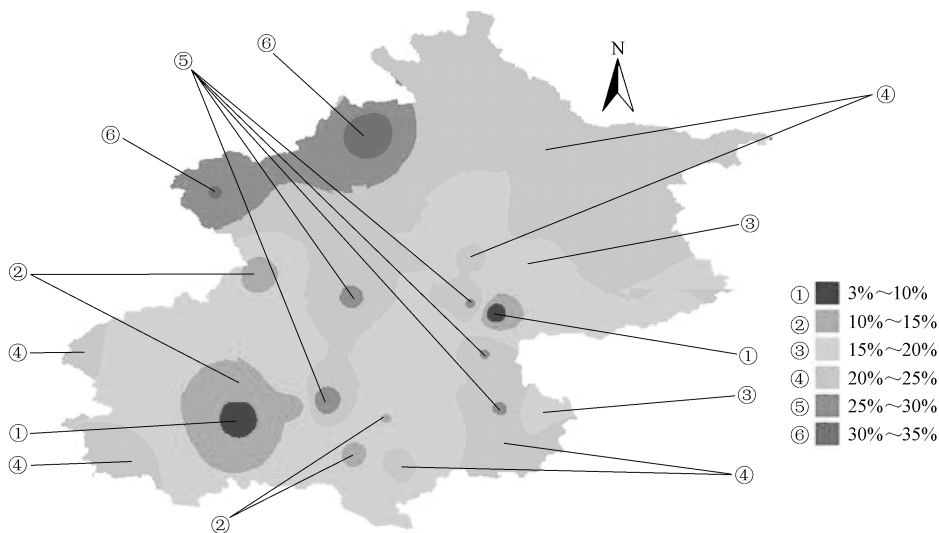


图 9-10 IDW 法绘制的土壤墒情空间分布图

2. Krig 法

Krig 方法是建立在变异函数理论及结构分析基础之上,在有限区域内对

区域化变量的取值进行无偏最优估计的一种方法。根据区域内部已知样点的统计特性,对已知样点进行空间结构量化分析(变异函数分析),得到变异函数,在此基础上预测未知点的数值。

Krig 方法首先根据已知采样点的数据,来统计变量在空间上的相关程度,然后根据采样点到插值点之间的距离,通过变异函数曲线给每个采样数据赋予一定的权重。插值时进行加权平均,来估算插值点的数据。这种方法用变异函数(又称为半方差函数)来表示变量的空间相关程度,变异函数形式如下:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^n [Z(s_i) - Z(s_i + h)]^2 \quad (9-3)$$

式中, $Z(s_i)$ 为采样点的已知数据; h 为采样点数据 $Z(s_i)$ 与 $Z(s_i + h)$ 之间的距离; n 为某一方向间距离为 h 的样本对数。

Krig 法利用周围邻近点来获得权重,较反距离权重法更为复杂。Krig 权重来自通过旨在数据的空间状态而建立的半变异函数模型。和仅仅考虑权重平均值的预测方法相比, Krig 法是一个最优无偏估计方法。使用 Krig 法进行预测时,不要求样点数据一定是正态分布,但如果数据呈现正态分布, Krig 法能实现更好的无偏估计。图 9-11 所示为利用 Krig 法绘制的北京市土壤墒情空间分布图。

3. 交叉验证

在利用空间插值法进行土壤墒情的预测后,应该对预测的效果进行评价。交叉验证就是用来对空间预测给出合理判断的方法。通过交叉验证可以确定方法和相关参数的设定是否合理。交叉验证即预留一个或多个数据采样点,对该数据点作出预测估计,然后可以比较预测值与实测值之间的差别。系统中共有 38 个土壤墒情固定站,在进行交叉验证时首先忽略一个固定站的实测数据,而用其他 37 个站的数据值来计算该点的值,比较略去站点的预测值和实测值的误差。然后同样来处理第 2 个站点和其他站点。利用交叉验证的方法可以计算出所有站点测量值和预测值间的误差。表 9-2 列出了 IDW 法和普通 Krig 法交叉验证的结果。通过比较,可以看到普通 Krig 插值方法的各种误差指标都小于 IDW 法,因此可以说明利用普通 Krig 插值方法进行土壤墒情预测更为准确些。



图 9-11 Krig 法绘制的土壤墒情空间分布图

表 9-2 普通 Krig 法和 IDW 法交叉验证误差比较

	平均绝对误差 /(%)	均方根误差 /(%)	平均标准差 /(%)	标准均方根预测 误差/(%)
IDW 法	0.433	0.421	0.404	1.050
普通 Krig 法	0.220	0.315	0.326	0.980

9.6.3 区域内土壤墒情的预报

系统中共研究了三种对于单站的土壤墒情预报模型，它们分别是增退墒模型，人工神经网络模型和时间序列模型。其中，增退墒模型是根据土壤墒情的增退墒规律而实现的。三种预报模型相比各有优劣，表 9-3 列出了三种模型的比较情况。北京市目前共有 38 个土壤墒情固定站，每个固定站应该根据不同的情况选择合适的土壤墒情预报模型。对于建立时间不长的固定站，由于采集的样本数据较少，因此应该选择增退墒模型进行预报。但利用这种预报模型，精度较低，可能会产生较大的误差。对于建立时间比较长、土壤墒情历史数据充分但气象数据缺少的固定站则可以采用时间序列模型进

表 9-3 三种土壤墒情预报模型的比较

	增退墒模型	人工神经网络模型	时间序列模型
所需变量	2 个(埋深处初始土壤含水量和当日降雨量)	7 个(10cm、20cm 和 50cm 埋深处初始土壤含水量、降雨量、日照时间、平均气温及空气湿度)	1 个(埋深处土壤含水量序列)
变量采集	较易	困难	较易
所需样本数目	较少	至少需 1 年的数据量	需不断采集新样本，及时更新
程序计算量	小	较大	较大
精度	较低	较高	较高

行预报。而对于建立时间较长同时气象数据也容易获得的固定站则可以利用人工神经网络模型进行预报。人工神经网络模型是三种预报模型中预报精度最高的，因此在数据充足的情况下应该尽可能使用人工神经网络模型。

在 9.6.2 中，利用各种空间插值方法，系统可以实现区域内土壤墒情的空间预测，即利用已知采样点的土壤水分值估计同一时间里未知采样点的土壤水分值。而区域内土壤墒情的预报则是通过土壤墒情的预报模型得到各个土壤墒情站未来（如下一天或者下一个月）的土壤水分值，然后再结合空间插值方法实现区域内土壤墒情的预报。区域内土壤墒情预报的意义在于能够提前估计区域的土壤墒情变化情况，了解墒情变化趋势，从而为防旱抗旱工作提供充足的准备时间。如图 9-12 所示为区域土壤墒情预报的流程图。图 9-13 和图 9-14 所示为利用北京地区各土壤墒情站 2004 年 4 月 12 日的土壤水分数据和气象数据进行下一天和下一月预报的预报值与实测值之间的比较图。由图可知，对各墒情站进行土壤水分的预报具有较高的预报精度。图 9-15 所示为在软件系统中利用普通 Krig 插值法作出的 2004 年 4 月 12 日北京地区 20cm 深度的实际土壤墒情分布情况图。图 9-16 所示为利用预报模型预报出的一天后北京地区的土壤墒情情况。图 9-17 所示为利用预报模型预报出的一月后北京地区的土壤墒情情况。

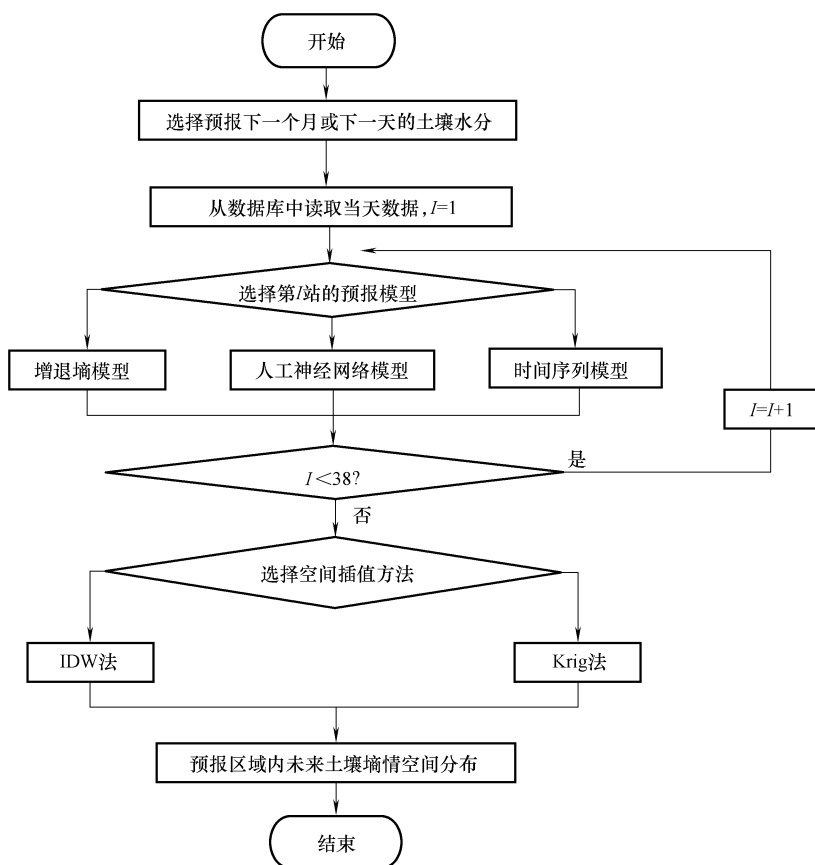


图 9-12 区域土壤墒情预报流程图

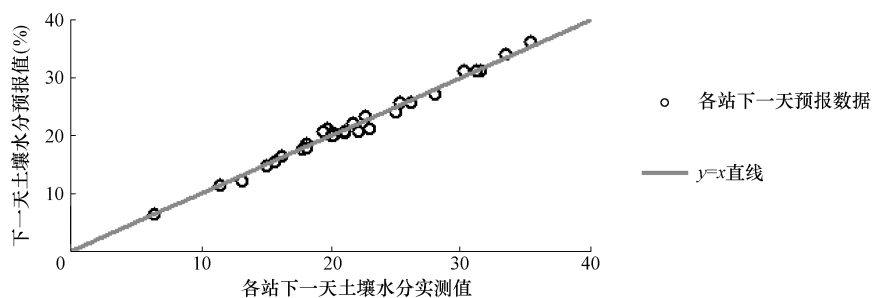


图 9-13 各墒情站下一天土壤水分预报值与实测值

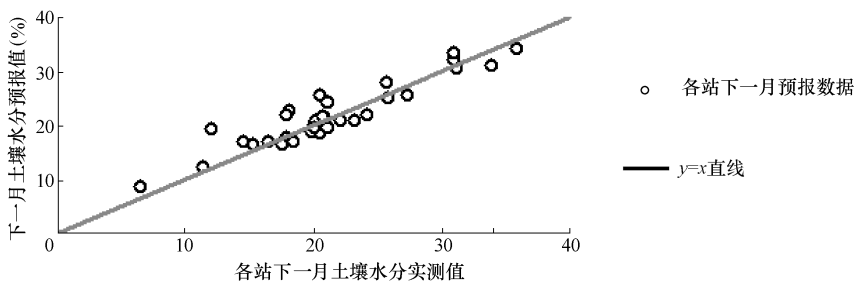


图 9-14 各墒情站下一月土壤水分预报值与实测

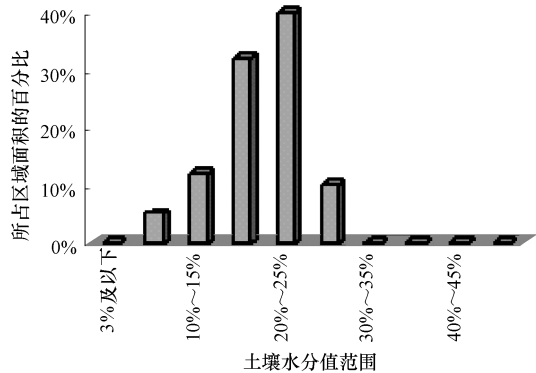


图 9-15 土壤墒情的实际监测结果

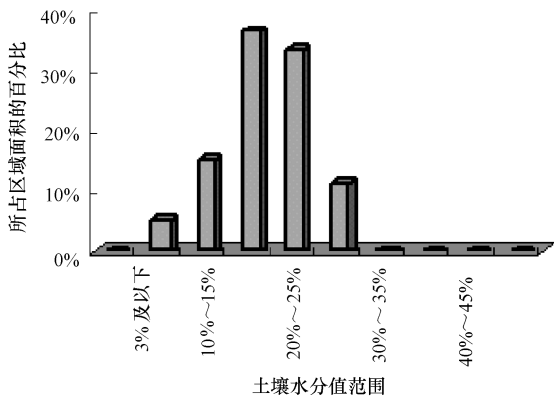


图 9-16 土壤墒情一天后的预报结果

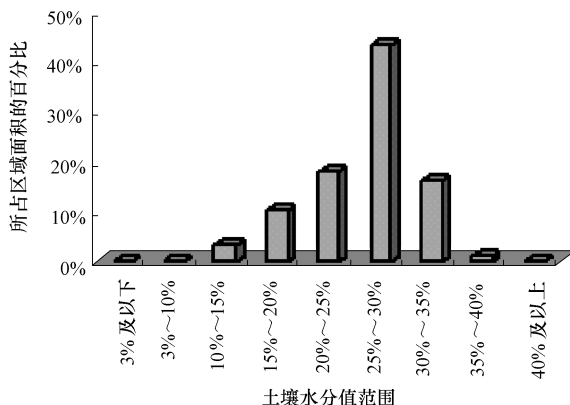


图 9-17 土壤墒情一月后的预报结果

9.6.4 系统的其他应用

1. 等墒线图

等墒线是地理学中各种等值线之一。等值线是由某些地理现象中观测到的数值相等的各点连接而成的平滑曲线。等值线图则是在地图上利用一组等值线显示地理现象的地面和空间的连续分布,及其均匀渐变的现象。等直线图能说明所表示现象在地图上任何一点的数值或强度。因此,等值线图是一种内涵较多,要求有较高阅读技能的地理图。现今等值线被广泛地运用,如等高线、等深线、等温线、等降水量线、等压线、等太阳辐射量线、等震线等。等墒线即是在地图中连接土壤水分值相同点的等值线。等墒线图是监测区域土壤墒情的另一种方式。

利用在同一个区域内不同的多段等墒线就能组成等墒线图,如图9-18所示。等墒线图的分布显示了区域内土壤水分的变化趋势。在等墒线稀疏的地方,土壤水分值变化缓慢,空间变异性小;在等墒线稠密的地方,土壤水分值变化剧烈,空间变异性大。每条等墒线都为封闭曲线,并且互不交叉。在两条等墒线之间区域的土壤水分值也在该两条等墒线所代表的土壤水分值之间。

2. 土壤墒情信息管理

通过对后台数据库的分析和控制,系统同时还是一个土壤墒情的信息管

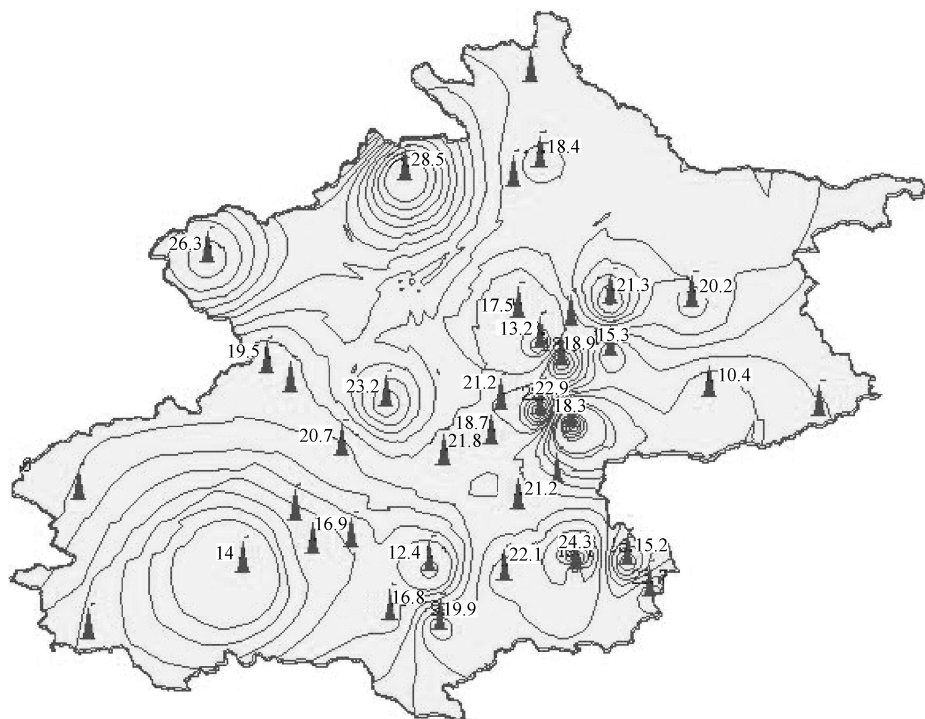


图 9-18 等墒线图

理系统。能够实现数据（包括北京市土壤墒情数据、气象数据和其他相关数据）的查询、增添、删除等功能。如图 9-19 所示为北京市土壤墒情信息管理对话框。此外，对每个土壤墒情固定站，系统能够直接生成历史曲线图，方便分析该站的墒情变化情况。图 9-20 ~ 图 9-23 所示为北京地区 38 个土壤墒情站中顺义区河南村墒情站、通州区徐辛庄墒情站、房山区长阳墒情站和大兴区魏善庄墒情站等四个墒情固定站 10cm、20cm、50cm 以及采样点处平均土壤墒情的历史曲线图。土壤墒情通过数据统计分析，还能直接生成当天的土壤墒情统计报表，并能利用饼状图或柱状图等多种形式将土壤墒情状况表示出来。所有这些功能的实现使土壤墒情信息能够被快速地获取和分析，为防旱抗旱的决策提供科学的依据。



图 9-19 土壤墒情信息管理对话框

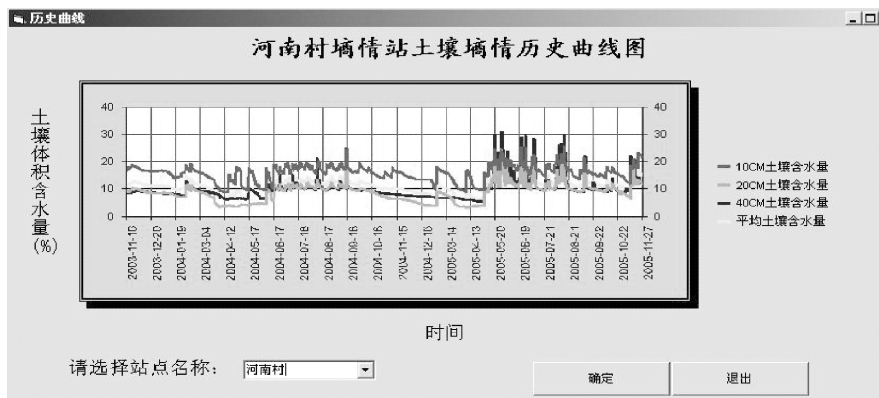


图 9-20 大兴区魏善庄墒情站土壤墒情历史曲线图

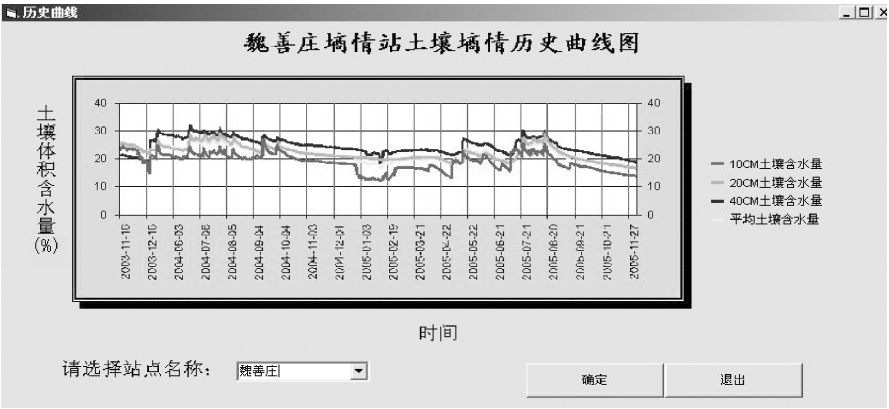


图 9-21 顺义区河南村墒情站土壤墒情历史曲线图

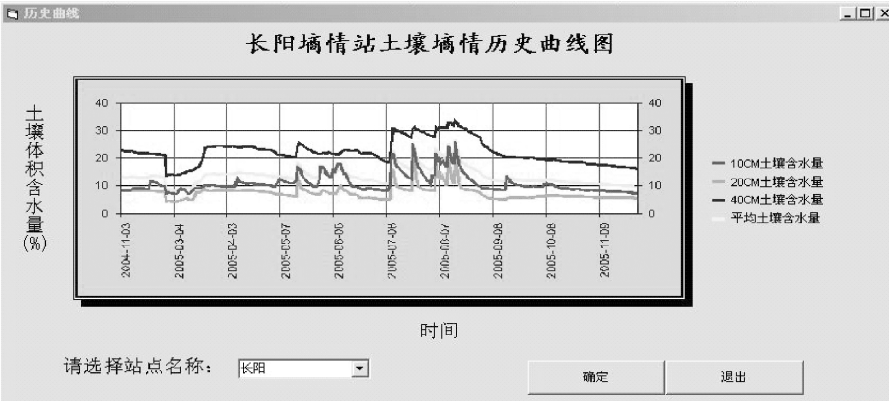


图 9-22 通州区徐辛庄墒情站土壤墒情历史曲线图

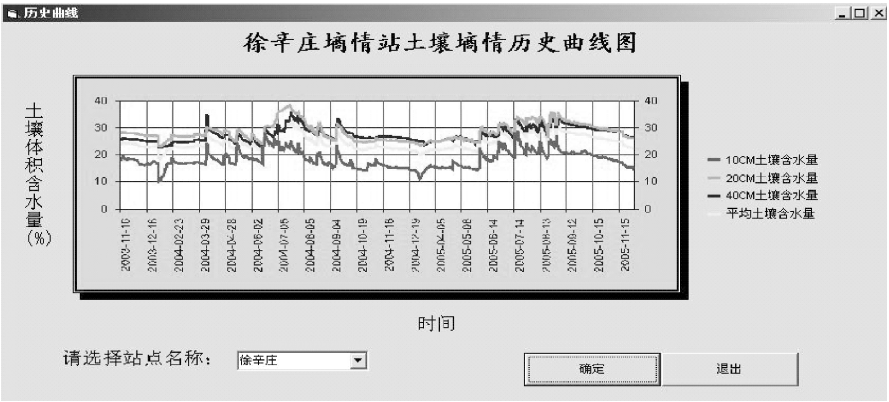
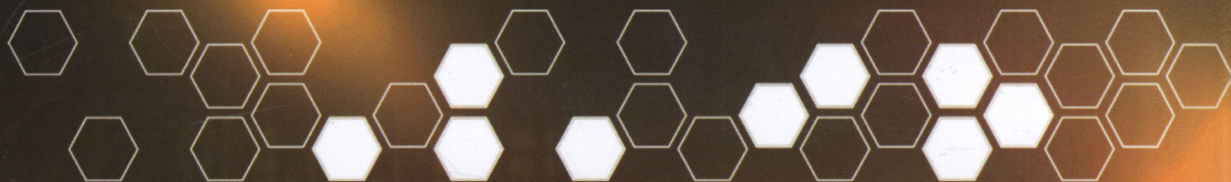


图 9-23 房山区长阳墒情站土壤墒情历史曲线图

参 考 文 献

- [1] 秦耀东. 土壤物理学 [M]. 北京: 高等教育出版社, 2003.
- [2] David M P. 微波工程 [M]. 3 版. 北京: 电子工业出版社, 2006.
- [3] 陈季丹, 刘子玉. 电介质物理学 [M]. 西安: 西安交通大学出版社, 1991.
- [4] 赵燕东. 土壤水分快速测量方法及其应用技术研究 [D]. 北京: 中国农业大学, 2002.
- [5] 张文彤. SPSS11 统计分析教程 (基础篇) [M]. 北京: 北京希望电子出版社, 2002.
- [6] 余建英, 何旭宏. 数据统计分析与 SPSS 应用 [M]. 北京: 人民邮电出版社, 2004.
- [7] 陈焕伟, 等. 农田土壤水动态的遥感监测技术及应用 [M]. 北京: 科学出版社, 2000.
- [8] 李人厚. 智能控制理论和方法 [M]. 西安: 西安电子科技大学出版社, 1999.
- [9] 杨汝清, 等. 智能控制工程 [M]. 上海: 上海交通大学出版社, 2001.
- [10] 李士勇. 模糊控制、神经控制和智能控制论 [M]. 哈尔滨: 哈尔滨工业大学出版社, 1996.
- [11] 张文彤. SPSS11 统计分析教程 (高级篇) [M]. 北京: 北京希望电子出版社, 2002.
- [12] 林锐. 软件工程导论 [M]. 3 版. 北京: 清华大学出版社, 1996.
- [13] 边馥苓. GIS 地理信息系统原理和方法 [M]. 北京: 测绘出版社, 1996.
- [14] 刘光. 地理信息系统——组件开发篇 [M]. 北京: 中国电力出版社, 2003.
- [15] 樊红, 翟建军. ARCVIEW GIS 应用与开发技术 [M]. 武汉: 武汉大学出版社, 2003.
- [16] 刘晓华. SQL Server 2000 数据库应用开发 [M]. 北京: 电子工业出版社, 2002.



10	6.5	2.5	18	31	11	13.5
10	6.5	2.5	20	33	11	13.5
10	6.5	2.5	22	35	11	13.5
10	6.5	2.5	22.4	35.4	11	13.5
10	6.5	2.5	25	38	11	13.5
10	6.5	2.5	27	40	11	13.5
10	6.5	2.5	28	41	11	13.5
10	6.5	2.5	30	43	11	13.5
10	6.5	2.5	31.5	44.5	11	13.5
10	6.5	2.5	32	45	11	13.5
12	8	3.0	34	50	13	16
12	7.5	3.0	35	50	13	16
12	8	3.0	35.5	51.5	13	16
12	8	3.0	40	56	13	16
12	8	3.0	45	61	13	16
12	8	3.0	47	63	13	16
12	8	3.0	50	66	13	16
12	8	3.0	53	69	13	16
12	8	3.0	55	71	13	16
12	8	3.0	56	72	13	16
12	8	3.0	60	76	13	16
12	8	3.0	65	81	13	16
12	8	3.0	70	86	13	16
12	8	3.0	75	91	13	16
12	8	3.0	80	96	13	16
12	8	3.0	85	101	13	16
12	8	3.0	90	106	13	16

ISBN 978-7-111-33361-6

策划编辑：牛新国

封面设计：路恩中

地址：北京市百万庄大街22号

电话服务

社服务中心：(010)88361066

销售一部：(010)68326294

销售二部：(010)88379649

读者购书热线：(010)88379203

邮政编码：100037

网络服务

门户网：<http://www.cmpbook.com>

教材网：<http://www.cmpedu.com>

封面无防伪标均为盗版

上架指导：农业 / 土壤学

ISBN 978-7-111-33361-6



定价：39.80元